

Francisco Javier Pérez Rivarés

Estudio magnetoestratigráfico del  
Mioceno del sector central de la  
Cuenca del Ebro: Cronología,  
correlación y análisis de la  
ciclicidad sedimentaria

Departamento  
Ciencias de la Tierra

Director/es  
ARENAS ABAD, MARIA CONCEPCION  
GARCÉS CRESPO, MIGUEL

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Reconocimiento – NoComercial – SinObraDerivada (by-nc-nd): No se permite un uso comercial de la obra original ni la generación de obras derivadas.

© Universidad de Zaragoza  
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Tesis Doctoral

ESTUDIO MAGNETOESTRATIGRÁFICO DEL  
MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA  
DEL EBRO: CRONOLOGÍA, CORRELACIÓN Y  
ANÁLISIS DE LA CICLICIDAD SEDIMENTARIA

Autor

Francisco Javier Pérez Rivarés

Director/es

ARENAS ABAD, MARIA CONCEPCION  
GARCÉS CRESPO, MIGUEL

**UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA**

Ciencias de la Tierra

2016





**Universidad**  
Zaragoza

## Tesis Doctoral

*Estudio magnetoestratigráfico del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro: Cronología, correlación y análisis de la ciclicidad sedimentaria.*

Autor

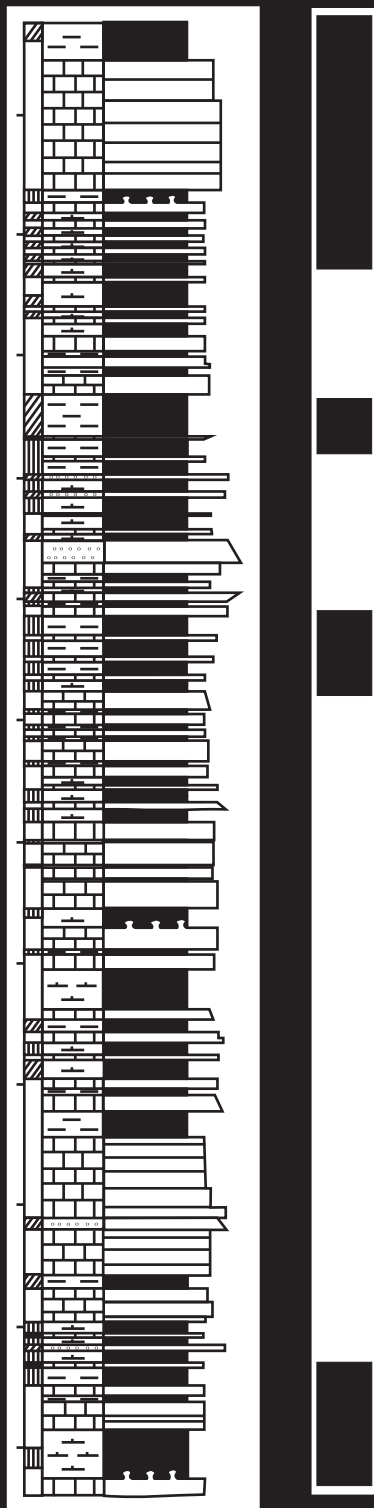
Francisco Javier Pérez Rivarés

Director/es

María Concepción Arenas Abad  
Miguel Garcés Crespo

Facultad de Ciencias  
2016

# TESIS DOCTORAL



*Estudio magnetoestratigráfico  
del Mioceno del sector central  
de la Cuenca del Ebro:  
Cronología, correlación y  
análisis de la ciclicidad*

**Francisco Javier Pérez Rivarés**

2016

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
DPTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA  
ÁREA DE ESTRATIGRAFÍA





UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS  
DE LA TIERRA  
Área de Estratigrafía

*Estudio magnetoestratigráfico del  
Mioceno del sector central de la Cuenca  
del Ebro: Cronología, correlación y  
análisis de la ciclicidad sedimentaria.*

**Francisco Javier Pérez Rivarés**

Zaragoza, Febrero 2016



*Esta memoria, presentada por D. Francisco Javier Pérez Rivarés para optar al grado de DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS, ha sido realizada bajo la dirección de la Dra. Dña. Concepción Arenas Abad y el Dr. D. Miguel Garcés Crespo en el Área de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.*

*Zaragoza, febrero 2016*

*Concepción Arenas Abad*

*Miguel Garcés Crespo*

Directores de Tesis





*A mis Padres*



*En un trabajo como éste, que ha durado tantos años, se reciben muchas contribuciones y apoyos, que deben ser correspondidos, al menos, con unos agradecimientos sinceros. Eso es lo que pretendo hacer en estas líneas. Querría agradecer a todos los compañeros y amigos que han colaborado, en algún momento y de cualquier forma, para que pudiera terminar esta Tesis.*

*En primer lugar, querría agradecerles a mis padres, mi hermano, y mi familia por el apoyo y cariño recibido durante estos años.*

*Merecen un agradecimiento muy especial, mis directores de tesis, oficiales o no, los doctores Concha Arenas, Miguel Garcés y Gonzalo Pardo, por todas las horas de trabajo y esfuerzo invertidas en esta tesis.*

*También, querría enviar un agradecimiento especial a los miembros del tribunal, que amablemente, han accedido a evaluar esta memoria: los Dres. Lluís Cabrera, Juan Cruz Larrasoaña, Belén Oliva, Arsenio Muñoz y Javier Murelaga.*

*Además, en esta mención especial quisiera incluir a otros compañeros, además de mis directores, que han colaborado en distintos aspectos de la investigación:*

*A Juan Cruz Larrasoaña, Emilio Pueyo y Bet Beamud por su apoyo y consejos en cuestiones de paleomagnetismo.*

*A Javier Murelaga, Jordi Agustí, Isaac Casanova, Lluís Cabrera y Manel LLenas, con los que he colaborado en las investigaciones bioestratigráficas.*

*A Arsenio Muñoz, Belén Sánchez, Hemmo Abels y Joaquín Villena, por sus consejos y colaboración en cuestiones de cicloestratigrafía y periodicidad.*

*A Marta Vázquez, Lluís Cabrera, Arantxa Luzón, Ángel González, Antonio, Pérez, Javier Ramajo, Rafael Moreno y Alejo Ibáñez, por su colaboración en tareas de estratigrafía, sedimentología y el tan importante trabajo de campo.*

*A Ruth Soto y Antonio Casas por sus consejos y aportaciones en cuestiones estructurales.*

*A Cinta Osácar por sus consejos sobre Mineralogía.*

*A los compañeros de los servicios técnicos Manuel Tricas, Fernando y Ana Gómez y a los compañeros del servicio de publicaciones.*

*A Beatriz Bádenas, Ana Rosa Soria y Teresa Román y los compañeros, actuales y pasados, de la secretaría del departamento por sus consejos y asesoramiento en las gestiones administrativas.*

*También quería agradecer a todos mis compañeros de área de Estratigrafía, departamento y doctorado actuales y pasados, que durante todos estos años me han acompañado, que ya sois tantos que seguramente olvidaría citaros a alguno, así que cuando me veáis me pedís el agradecimiento personal que también a vosotros os debo.*

*Gracias a todos.*

*P.D Después de los agradecimientos personales, también debo agradecer a los organismos colaboradores que me han permitido de una u otra forma, llevar a cabo esta Tesis: Universidad de Zaragoza, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Universidad de Barcelona, Diputación General de Aragón y al Ministerio de Educación y Cultura y otras denominaciones.*

*Este trabajo estuvo financiado por los proyectos PB97-0882-C03-02 de la D.G.E.S. y CGL2009-09216 del Ministerio de Ciencia e Innovación, además del Grupo Consolidado de la DGA 2002.E28. Análisis de cuencas sedimentarias continentales.*

# ÍNDICE

Capítulo 1 Introducción.....	1
1.1 Justificación del estudio .....	3
1.2 El entorno geográfico .....	5
1.3 El contexto geológico .....	9
1.3.1 La Cordillera Ibérica .....	10
1.3.2 La Cordillera Pirenaica.....	14
1.3.3 Cuenca del Ebro .....	18
1.4 Antecedentes del Sector Central de la Cuenca del Ebro.....	21
1.4.1 Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía.....	21
1.4.2 Paleontología.....	28
1.4.3 Magnetoestratigrafía .....	28
1.4.4 Dataciones radiométricas .....	29
1.4.5. Cicloestratigrafía .....	30
1.5 Objetivos.....	31
Capítulo 1 Metodología.....	33
2.1 Metodología del Análisis Tectosedimentario .....	35
2.1.1 Introducción .....	35
2.1.2 El análisis Tectosedimentario: historia y desarrollo.....	37
2.1.3 Principios y método del Análisis Tectosedimentario .....	38
2.2 Metodología bioestratigráfica .....	43
2.2.1 Introducción .....	43
2.2.2 <i>Unidades bioestratigráficas y biocronológicas</i> .....	43
2.3 Conceptos y metodología en Magnetoestratigrafía .....	48
2.3.1 Introducción .....	48
2.3.2 El campo magnético terrestre.....	48
2.3.3 Magnetización remanente natural .....	50
2.3.4 Escala de tiempo de polaridad geomagnética .....	53
2.3.5 Procedimientos magnetoestratigráficos .....	55
2.4 Metodología en Cicloestratigrafía.....	63
2.4.1 <i>Introducción</i> .....	63
2.4.2 <i>Influencia de los ciclos astronómicos en el registro sedimentario</i> .....	63
2.4.3 <i>Metodología</i> .....	66
Capítulo 3 Estratigrafía y Sedimentología .....	69
3.1 Introducción.....	71
3.2 Estratigrafía y Sedimentología de los subsectores Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón .....	75
3.2.1 Secciones estratigráficas de la Sierra de Alcubierre.....	85
3.2.2 Secciones estratigráficas de los Montes de Castejón.....	93
3.3 Estratigrafía y Sedimentología del subsector Tarazona .....	98

3.3.1 Secciones estratigráficas del subsector Tarazona .....	106
3.4 Discordancia del Barranco de Peña Blanca.....	112
Capítulo 4 Bioestratigrafía y datos radiométricos .....	115
4.1. Los yacimientos del sector central de la Cuenca del Ebro .....	118
4.1.1 Sector de la Sierra de Alcubierre y áreas próximas de la cuenca.....	118
4.1.2 Sector de las Bardenas Reales .....	120
4.1.3 Sector de Tarazona-Borja .....	120
4.2. Yacimientos paleontológicos de la Sierra de Alcubierre.....	122
4.3. Yacimientos paleontológicos del subsector Tarazona-Borja.....	126
4.4 Datos radiométricos.....	130
Capítulo 5 Magnetoestratigrafía .....	133
5.1 Propiedades magnéticas .....	138
5.2 Magnetoestratigrafía de la Sierra de Alcubierre.....	147
5.2.1 Sección de Ontiñena .....	147
5.2.2 Sección de Albalatillo .....	153
5.2.3 Sección de Lanaja .....	159
5.2.4 Sección de San Caprasio.....	164
5.3 Magnetoestratigrafía de los Montes de Castejón.....	169
5.3.1 Sección de Castillo de Sora .....	169
5.3.2 Sección de Esteban.....	174
5.4 Magnetoestratigrafía del subsector Tarazona-Borja.....	179
5.4.1 Sección de Lugar .....	179
5.4.2 Sección de Melero .....	184
5.4.3 Sección de Umbría Alta .....	188
5.5 Correlación del subsector Sierra de Alcubierre .....	193
5.6 Correlación del subsector Montes de Castejón.....	196
5.7 Correlación del subsector Tarazona-Borja.....	198
Capítulo 6 Correlación e implicaciones .....	201
6.1 correlación del sector central de la Cuenca del Ebro con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS).....	203
6.1.1 Sierra de Alcubierre .....	203
6.1.2 Montes de Castejón.....	206
6.1.3 Tarazona-Borja.....	207
6.2 Implicaciones de la correlación magnetoestratigráfica.....	210
6.2.1 Datación de las UTS .....	210
6.2.2 Evaluación de la isocronía de los límites de UTS.....	213
6.2.3 Tasas de sedimentación.....	218
6.2.4 Variación de las tasas de sedimentación y modelo de facies.....	222
6.2.5 Implicaciones bioestratigráficas.....	226
Capítulo 7 Cicloestratigrafía y Periodicidad Sedimentaria .....	229
7.1 Análisis espectral .....	232
7.1.1 Sección de Albalatillo .....	232

7.1.2 Sección de San Caprasio .....	236
7.1.3 Sección de Esteban.....	240
7.2 Reconocimiento de la periodicidad orbital en el registro sedimentario.....	241
7.3 Forcing orbital y relación de los ciclos astronómicos con el clima .....	244
Capítulo 8 Conclusiones.....	251
Capítulo 9 Bibliografía.....	257





# **CAPITULO 1**

# **INTRODUCCIÓN**



## Capítulo 1

# INTRODUCCIÓN

### 1.1 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

El relleno continental de la Cuenca terciaria del Ebro ha sido objeto de numerosas investigaciones estratigráficas y sedimentológicas con el propósito de reconstruir su evolución paleogeográfica. A partir de estos estudios se han propuesto numerosas unidades litoestratigráficas y se ha profundizado en los procesos sedimentarios que las generaron.

Los yacimientos de fósiles, herramienta en que se han basado las dataciones tradicionalmente en la Cuenca del Ebro, son, en conjunto, escasos y dispersos por toda la cuenca (Villena *et al.*, 1992). Así, los materiales continentales de las formaciones paleógenas han sido datados mediante correlación con los materiales marinos presentes en el margen oriental de la cuenca; la transición Paleógeno-Neógeno es más rica en yacimientos, concentrados en los sectores oriental y occidental; mientras que las formaciones miocenas basan su datación en una docena de localidades de mamíferos dispersas mayoritariamente en el sector central.

Pese a que algunos autores defienden que la escasez de yacimientos paleontológicos en la Cuenca del Ebro no es tan pronunciada como tradicionalmente se ha considerado (Cuenca *et al.* 1992b), lo cierto es que tanto para el intervalo temporal como para el área geográfica objeto de la investigación de este trabajo, el Mioceno del sector central de la cuenca, los yacimientos de vertebrados que aportan información cronoestratigráfica útil son escasos y, en ocasiones, poco precisos en cuanto a su asignación temporal. En Cuenca *et al.* (1992b) se recoge una síntesis de los yacimientos descritos hasta entonces en toda la Cuenca del Ebro, donde se incluyen los yacimientos miocenos. Por otro lado, en el Oligoceno del sector centro-oriental de la cuenca sí se dispone de un mayor número yacimientos paleontológicos (véanse los trabajos de Luzón, 2001; Barberá *et al.* 2001 y Agustí *et al.* 2001), que han facilitado los estudios sobre los materiales inmediatamente por debajo

de los tratados en esta investigación.

Las dataciones absolutas con métodos radiométricos son prácticamente anecdóticas en la Cuenca del Ebro: sólo se tiene noticia de la datación mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de un nivel de cenizas volcánicas (Odin *et al.*, 1997) situado en la vertiente norte de la Sierra de Alcubierre.

En cuanto a dataciones absolutas basadas en escalas magnetoestratigráficas, en el momento del comienzo de este trabajo, eran muy limitadas. Hay que señalar los trabajos pioneros de Turner *et al.* (1984) y los de Friend *et al.* (1988-89), que no tuvieron consecuencias reales en el conocimiento cronoestratigráfico de la cuenca. En el margen norte de la cuenca, Hogan y Burbank (1996) realizaron un estudio magnetoestratigráfico de los materiales detríticos continentales en torno al límite Oligoceno-Mioceno. Sin embargo, la correlación que realizaban entre las sucesiones magnetoestratigráficas locales y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) fue cuestionada por Arenas (1993) y Arenas *et al.* (2001), que con un conocimiento geológico más profundo de la zona proponían una correlación distinta. Finalmente, en las sucesiones oligocenas del sector centro-oriental de la cuenca, en el área de Fraga-Mequinenza, se había comenzado ya a trabajar en la obtención de los registros magnetoestratigráficos de la zona (Gomis *et al.*, 1997; Barberá *et al.*, 2001), que permitieron realizar trabajos de análisis de periodicidad sedimentaria vinculada a los ciclos orbitales en estos depósitos lacustres (Barberà *et al.*, 1996; Luzón *et al.*, 2002).

La metodología del Análisis Tectosedimentario (A.G. Megías, 1982; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989) aplicada a estos materiales a partir de los años 80 ha llevado al reconocimiento de 8 unidades de relleno (Unidades Tectosedimentarias, UTS) genéticamente relacionadas, principalmente, con la actividad tectónica en las cadenas que enmarcan la cuenca. La datación de estas unidades, denominadas T1 a T8 (Villena *et al.*, 1992 y 1996 b; Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004), constituye un problema importante, no tanto para el establecimiento de su correlación de unos sectores a otros de la cuenca, ya que dicha correlación se apoya sustancialmente en criterios físicos y de identidad en la evolución secuencial (González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989), sino sobre todo a la hora de establecer correlaciones precisas dentro de cada UTS, analizar la ciclicidad sedimentaria en los procesos registrados en los depósitos aluviales y lacustres de las sucesiones estratigráficas o realizar cualquier otro estudio que requiera cuantificación de los procesos sedimentarios.

En definitiva, la aplicación de los métodos modernos de análisis de cuencas al Terciario continental de la Cuenca del Ebro ha supuesto, en los últimos veinte años, un avance fundamental en el conocimiento estratigráfico y en la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de dicha cuenca. Sin embargo, como se decía anteriormente, las dataciones en el Mioceno del sector central de la cuenca son escasas, y aunque los métodos de análisis aplicados potencian al máximo los pocos datos existentes a partir de yacimientos de mamíferos, la deficiencia de dataciones precisas ha limitado cualquier pretensión de avance en investigaciones sobre la historia de subsidencia de la cuenca, la cinemática de las estructuras de sus márgenes, la periodicidad de los procesos sedimentarios y su origen, y cualquier otro estudio en que se necesite disponer de un control temporal fino de las sucesiones estratigráficas durante ese tiempo.

## 1.2 EL ENTORNO GEOGRÁFICO

Las zonas donde se centra este trabajo se disponen a lo largo de una franja que cruza la Comunidad Autónoma de Aragón de Este a Oeste (fig. 1.1), abarcando buena parte de los relieves más característicos de la zona central de la Depresión del Ebro a lo largo de las provincias de Huesca y, en su mayor parte, Zaragoza. En tales relieves afloran materiales sedimentarios que cubren una extensión temporal que va desde finales del Oligoceno hasta, al menos, finales del Aragoniense, en el Mioceno Medio.

Una forma de conocer el territorio donde se enmarca este estudio puede ser hacer un rápido recorrido, de este a oeste, a través de las comarcas donde se ubican las áreas de estudio, destacando algunos de los rasgos geográficos distintivos de cada una de ellas.

Una de las comarcas más orientales de Aragón, en el extremo sudoriental de la provincia de Huesca, es el Bajo Cinca, donde el río que le da nombre entra en la zona más baja de su valle, a una altitud inferior a los 200 metros, cota que mantiene hasta su confluencia con el río Segre. La comarca del Bajo Cinca, con capitalidad en Fraga, limita al norte con las comarcas del Cinca Medio y La Litera, al este con la provincia de Lérida, al sur con el Bajo Aragón y al oeste con Los Monegros. Parte de su límite noroccidental lo constituye el río Alcanadre, que en su margen derecha labra cantiles y relieves escalonados en los que se desarrolla una parte de este trabajo.

El clima puede considerarse mediterráneo continental, con medias de precipitación que en ningún caso alcanzan los 400 mm anuales, fuertes oscilaciones térmicas interanuales en torno a los 20° C y evapotranspiración potencial de 800 mm anuales (Zapater, 2004).

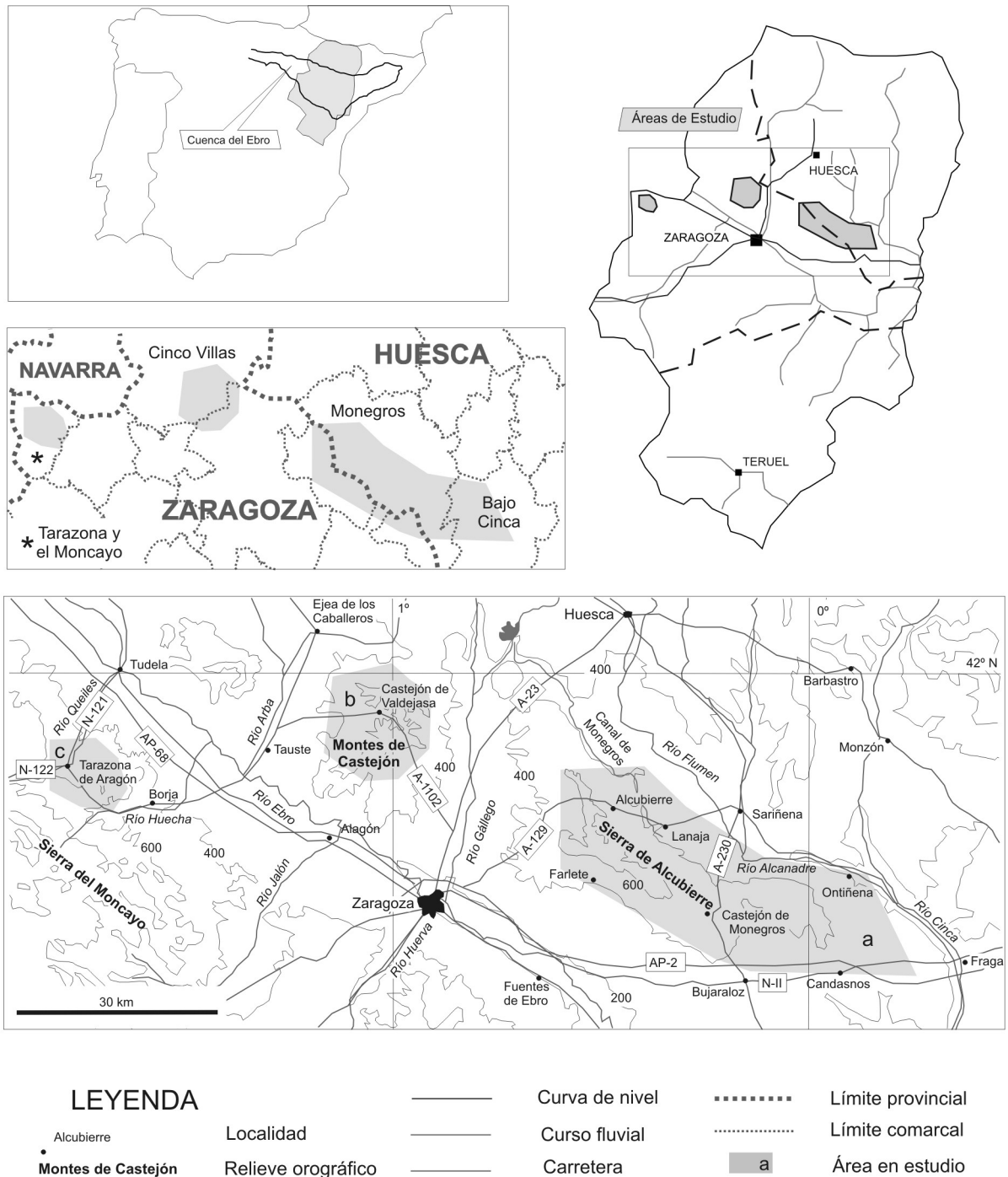
La principal actividad económica de la zona es la agrícola, con gran importancia del sector frutícola, no en vano gran parte del terreno cultivado lo conforman los regadíos del Canal de Aragón y Cataluña y de los ríos Alcanadre y Cinca. La industria tiene poco desarrollo, destacando el sector agroalimentario.

El eje del Cinca y la carretera A-130 articulan la comarca de norte a sur y las vías AP-2, N-II y A-131 la cruzan de este a oeste.

Desplazándose hacia el Oeste, abandonando el Bajo Cinca, se penetra en tierras monegrinas. En un sentido amplio se entiende por Monegros a la comarca que coincide con el interfluvio que, coronado por la Sierra de Alcubierre, separa el río Ebro, el Somontano oscense, el río Gállego y el bajo Cinca. Son tierras inhóspitas y cuasidesérticas que presentan las pluviometrías más bajas de Aragón y una de las más bajas de Europa. La escasez de precipitaciones viene ligada a la falta de vegetación, en parte consecuencia de la acción humana. Sólo subsisten algunos bosquecillos de pinos y sabinas en medio de un paisaje estepario, donde el suelo aparece a menudo casi desnudo y descarnado, incluso con eflorescencias salinas.

El relieve se organiza en torno a la Sierra de Alcubierre, orientada de noroeste a sureste (figs. 1.1 y 1.2), que culmina a 832 m sobre el nivel del mar en el pico de San Caprasio. Se trata de una estructura tabular con una base yesífera sobre la que alternan calizas, margas y lutitas, y coronada por areniscas, lutitas y calizas. El contacto de la Sierra de Alcubierre con los llanos que se

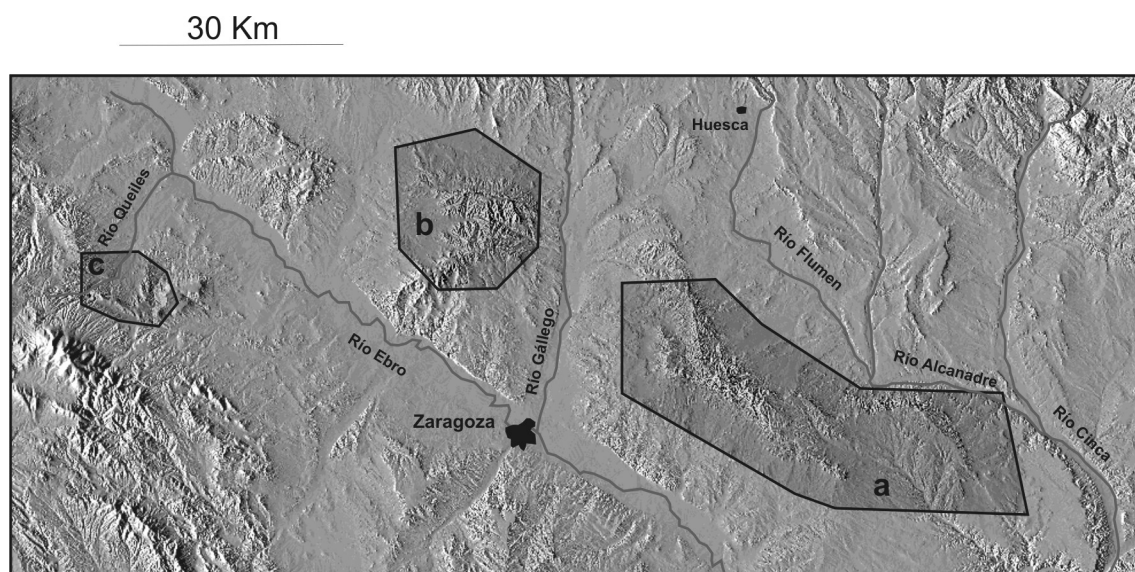
# 1 INTRODUCCIÓN



*Figura 1.1 Situación geográfica del área de estudio. a) Subsector Sierra de Alcubierre, b) Subsector Montes de Castejón, c) Subsector Tarazona-Borja.*

extienden a su pie (300 a 500 m) tiene lugar a través de glaciares de pendiente más fuerte hacia el sur y profundamente abarrancados. La red hídrica está formada por los ríos Flumen y Alcanadre, de caudal bastante irregular.

La sierra divide la comarca natural en dos sectores, al norte el oscense, con Sariñena y



*Figura 1.2 Foto satélite del área de estudio. a) Subsector Sierra de Alcubierre, b) Subsector Montes de Castejón, c) Subsector Tarazona-Borja.*

Grañén como poblaciones más destacadas, y al sur el zaragozano, cuyo centro más importante es Bujaraloz. El sector oscense, cuyas tierras están irrigadas, aunque deficientemente, por la red hidrológica del río Alcanadre, es menos árido; la precipitación media anual en Sariñena es de 387 mm, con lluvias escasas pero bien repartidas a lo largo del año, siendo máximas en octubre y mínimas en los meses de verano. La evapotranspiración calculada para esta zona alcanza los 975 mm, lo que arroja un déficit hídrico de 588 mm (Grupo Beagle, Universidad de Zaragoza, 2007). Las tierras al sur son más inhóspitas, descarnadas y erosionadas, sin apenas valor agrícola; una característica peculiar de la zona es la existencia de numerosas lagunas sin drenaje exterior, con frecuencia de agua salada.

En esta comarca todavía queda gran cantidad de terrenos dedicados al monocultivo cerealista de secano, pero el maíz, la alfalfa y los frutales van sustituyendo poco a poco al cultivo tradicional con la puesta en regadío mediante el canal de Monegros.

Los accesos a la Sierra de Alcubierre los proporcionan las carreteras A-129, A-230 y A-1104. Las dos primeras bordean toda la sierra desde sus estribaciones más occidentales, en las cercanías de Zaragoza, hasta las más orientales junto al río Alcanadre, y la última cruza el piedemonte sur de la sierra de este a oeste.

Al oeste de Los Monegros y separados de la Sierra de Alcubierre por el valle del Gállego, se encuentran los términos más surorientales de la comarca de las Cinco Villas. Esta comarca se sitúa entre los ríos Gállego y Aragón, y desde la canal de Berdún hasta el curso del Ebro. En las tierras meridionales de la comarca se alzan los relieves tabulares de los Montes de Castejón sobre los amplios valles labrados por los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia (figs. 1.1 y 1.2).

Un clima mediterráneo continentalizado con precipitaciones en torno a 350 mm, temperaturas estacionales contrastadas, junto a la elevada evapotranspiración condicionan el carácter del paisaje (Ibarra, 2007). Las plataformas de los Montes de Castejón destacan



topográficamente por su perfil escalonado en el que la intervención humana ha provocando una regresión de las comunidades vegetales, que han quedado reducidas a un cinturón arbóreo o arbustivo que desciende hacia el valle del Ebro. Domina el bosque más o menos aclarado de pino carrasco y la garriga de coscoja, aunque todavía quedan restos de encinar.

El principal acceso a los Montes de Castejón lo suministra la carretera A-1102, la cual cruza estos relieves de sureste a noroeste.

Al oeste, tras cruzar las comarcas asentadas en las riberas del Ebro, se comienzan a levantar los relieves del Somontano del Moncayo. Situada al oeste de la provincia de Zaragoza y al sur del Ebro se encuentra la comarca de Tarazona y el Moncayo, que limita con Navarra, La Rioja y Soria. Por el sur el Sistema Ibérico le sirve de frontera (figs. 1.1 y 1.2) con el Moncayo que, desde los 2313 m de altura de su cumbre, domina toda la comarca. Ésta comprende dos unidades morfológicas: la montaña propiamente dicha, configurada sobre cuarcitas y pizarras paleozoicas y areniscas triásicas, en parte recubiertas por calizas mesozoicas, y el somontano, superficie de erosión que empalma con los depósitos terciarios horizontales de la Cuenca del Ebro. El somontano se encuentra abarrancado por la red de riachuelos que constituyen la cuenca superior de los ríos Queiles y Huecha.

Bajo un clima mediterráneo, matizado en cuanto a precipitaciones y temperatura por el fuerte gradiente topográfico, la vegetación natural se dispone escalonadamente, desde los encinares en las partes más bajas en torno a 600-700 metros, con clima continentalizado seco (300-400 mm anuales), hasta el bosque de hayas que se desarrolla en las alturas del Moncayo gracias a la humedad ambiental (800-900 mm de precipitación media anual). En las zonas más bajas del Somontano y Cuenca del Ebro se recupera la explotación cerealista; así pues, el paisaje presenta fuertes contrastes entre la estepa y el bosque.

Las características montañosas de la comarca determinan que la mayor parte de los municipios se dediquen a la agricultura y la ganadería, aunque existen puntos como Tarazona con importantes actuaciones industriales y de servicios.

La Carretera N-122 ejerce la función de bisagra entre los municipios de pie de monte y los situados en la llanura norte. La N-121 une Tarazona con Tudela, mientras que la carretera CV-610 comunican los municipios de pie de monte con Tarazona.

Así pues, la zona geográfica sobre la que se ha trabajado es muy amplia, y describe una transversal del sector central de la Cuenca del Ebro prácticamente este-oeste por debajo del paralelo 42°N. Sin embargo, dentro de ella los puntos adecuados para el propósito de nuestra investigación tienen una ubicación concreta: las barranqueras en torno a Ontiñena en el Bajo Cinca, la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones en Los Monegros, los Montes de Castejón en las Cinco Villas y los relieves en torno a Tarazona en el Somontano del Moncayo (figs. 1.1 y 1.2).

### 1.3 EL CONTEXTO GEOLÓGICO

El contexto geológico en el que se enmarca este trabajo es la Cuenca del Ebro, concretamente su sector central. La Cuenca del Ebro es una de las cuencas terciarias más extensas de la Península Ibérica (fig. 1.3). En la actualidad es una depresión morfológica relativa, de forma aproximadamente triangular, delimitada por relieves que la rodean en todos sus márgenes. El relieve más importante es la Cordillera Pirenaica que se despliega a lo largo del margen norte. El margen sur de la cuenca se encuentra contorneado por la Cordillera Ibérica. A su vez, el margen oriental queda limitado por las Cadenas Costeras Catalanas. Por otra parte, en el extremo más occidental la Cuenca del Ebro se estrecha en el corredor de La Bureba, que es su enlace con la Cuenca del Duero. La geometría de relleno, excepto en el sector occidental, presenta forma de prisma abierto

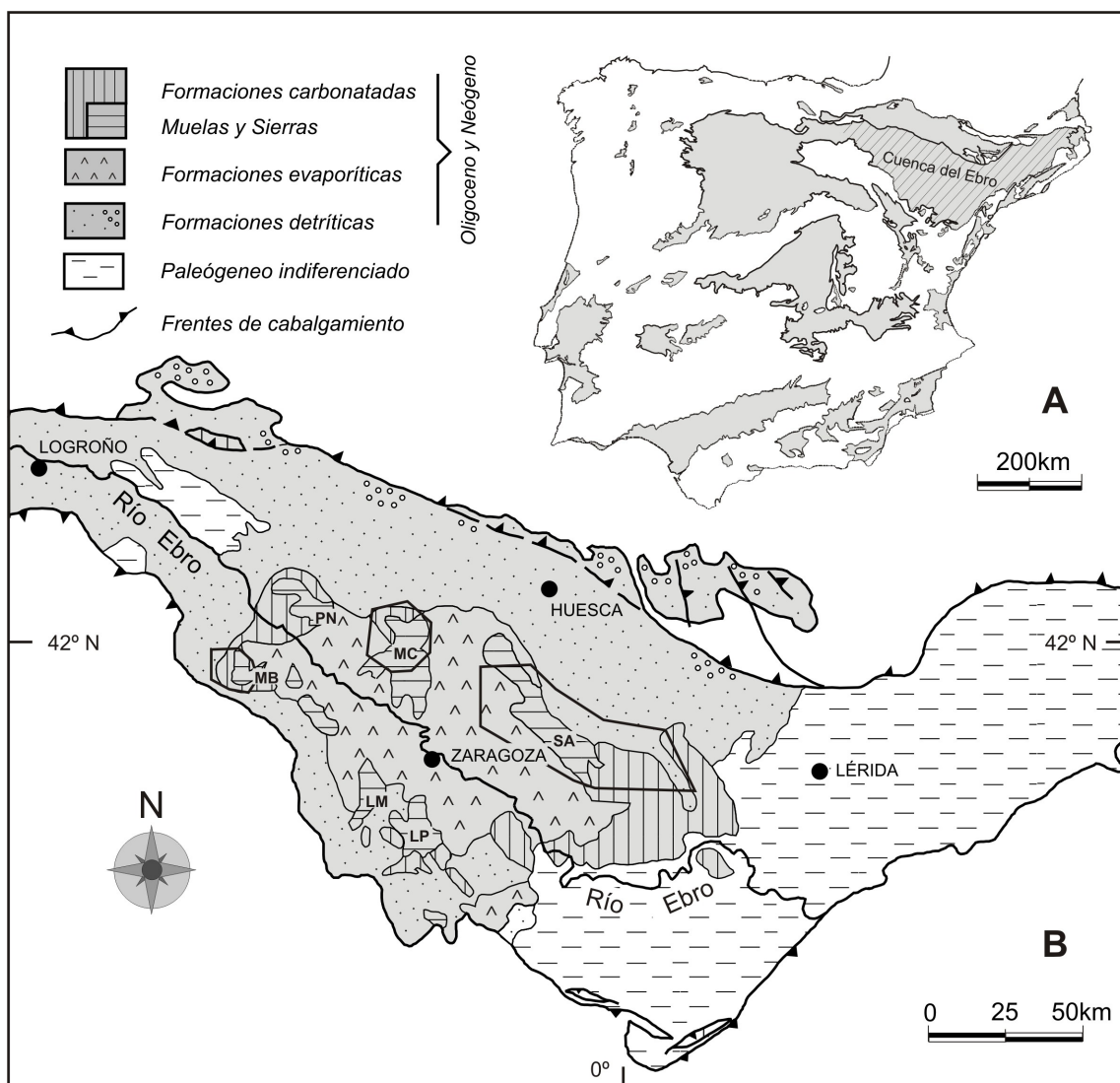


Figura 1.3. Contexto geológico del área de estudio. A, cuencas terciarias de la Península Ibérica. B, Esquema geológico de la Cuenca del Ebro y relieves estructurales del sector central de la cuenca (Arenas y Pardo 1999). MB: Muela de Borja; LM: La Muela de Zaragoza; LP: La Plana; SA: Sierra de Alcubierre; MC: Montes de Castejón; PN: Plana Negra (Las Bardenas).

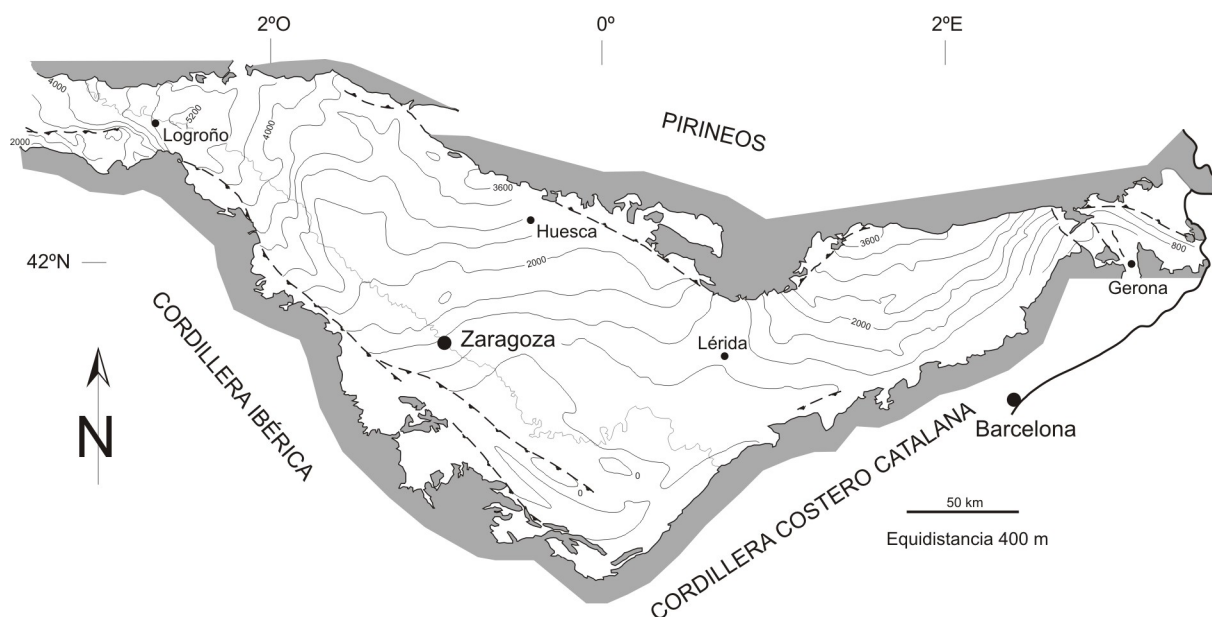


Figura 1.4. Mapa de Isobatas de la Cuenca del Ebro. Simplificado de ITGE (1990) por Pardo *et al.* (2004).

hacia el norte (fig. 1.4), con la base del Terciario situada a más de 3000 metros bajo el nivel del mar en el margen pirenaico (Riba *et al.*, 1983; ITGE, 1990).

La Cuenca del Ebro se configuró durante el Paleógeno-inicio del Neógeno por la colisión de las placas Ibérica y Euroasiática como consecuencia del empuje de África, pero fue al final del Eoceno cuando adquirió carácter de cuenca endorreica (Riba *et al.*, 1983), momento datado con precisión mediante magnetoestratigrafía por Costa *et al.* (2010) en 36 Ma., dentro del Priaboniense, con carácter prácticamente isócrono. Su relleno en régimen endorreico, un potente conjunto de sedimentos aluviales y lacustres, terminó en el Mioceno medio-superior (Vázquez-Urbez *et al.*, 2003; García-Castellanos *et al.*, 2003, Arche *et al.*, 2010; Urgeles *et al.*, 2011; Vázquez-Urbez *et al.*, 2013) cuando se abrió hacia el Mediterráneo y comenzó el vaciado erosivo de la cuenca, que continúa actualmente. Aunque recibió aportes de sus tres márgenes montañosos, su configuración y evolución está ligada esencialmente al orógeno pirenaico, de manera que puede considerarse como la cuenca de antepaís de la Cordillera Pirenaica.

En cualquier caso, los relieves Pirenaico e Ibérico no son meros límites al norte y al sur de la Cuenca del Ebro, sino que ambos están íntimamente relacionados con la génesis de la misma. Por ello se ha realizado una introducción sobre el origen y estructura de estas cordilleras.

### 1.3.1 La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca de doble vergencia cuya estructura general viene definida por un conjunto de alineaciones NO-SE que involucran al sustrato hercínico fallado en grandes pliegues de fondo (Viallard, 1973). Sobre este zócalo existe un potente tegumento pérmico-triásico, hasta la Facies Keuper que constituye, junto a la parte media del Muschelkalk, donde está

presente, el nivel de despegue, y una cobertera mesozoica post-Keuper y terciaria (Capote, 1983).

La cobertera presenta un conjunto de pliegues y cabalgamientos, en general de corta amplitud, orientados NO-SE y N-S, que en ciertas áreas enlazan con otros pliegues y cabalgamientos arqueados (*p.e.*, Sierras de la Demanda y Cameros, Arcos de Belchite y Andorra y Zona de Enlace con las Cadenas Costeras Catalanas), de orientación promedio aproximadamente E-O. Existen también fallas de dirección NNO-SSE con componente de desgarre. Globalmente la deformación es moderada, con escasa esquistosidad alpina (Casas y Gil-Imaz, 1995).

Salas y Casas (1993) interpretan la evolución mesozoica de la Cordillera Ibérica como una sucesión de fases de *rift-postrift* que se inician a favor de grandes alineaciones previas, correspondientes a desgarres tardihercínicos. Estos desgarres, de edad Stephaniense-Pérmico, componen sistemas conjugados de dirección NO-SE (dextrales) y NNE-SSO (sinestrales), a los que se suman en el Mesozoico nuevas fallas de carácter lístrico (Soria, 1997, Simón *et al.*, 1998). La actividad extensional originó áreas intensamente subsidentes durante el Triásico (Rama Castellana y Rama Aragonesa, separadas por el umbral de Ateca) y durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Cuencas del Maestrazgo y Cameros).

Durante el Terciario, el *rift* mesozoico se invirtió como consecuencia de la transmisión al interior de la Placa Ibérica de los esfuerzos colisionales en el ámbito pirenaico (Álvaro *et al.*, 1979). Las fracturas extensionales previas actuaron, al menos en parte de su recorrido, como cabalgamientos, en ocasiones con cierta componente de desgarre (Guimerà, 1983). Guimerà *et al.* (1996) estiman, a partir de un perfil gravimétrico aproximadamente NNE-SSO que desde Puigmoreno pasa por la depresión de Montalbán, Aliaga y el Este de Teruel, que la corteza sufrió durante el Mesozoico una extensión de 47 Km en este sector ibérico, y un acortamiento de 75 km durante la compresión alpina.

Sin embargo, la distribución y geometría de los accidentes extensionales, con el consiguiente reparto de las áreas con diferente subsidencia, predeterminaron que la deformación contractiva se repartiese de forma desigual, y que en unas zonas se registrase una tectónica de “piel gruesa”, involucrando el zócalo hercínico, y en otras de “piel fina”, con cinturones de pliegues y cabalgamientos de la cobertera despegada a favor de los niveles margoso-evaporíticos de las facies del Muschelkalk medio y del Keuper. Los desplazamientos, aunque en general moderados, pueden llegar en ocasiones a superar los 30 km y los saltos verticales pueden alcanzar hasta 4 km. Es el caso del cabalgamiento de la Sierra de Cameros (Casas, 1992; Guimerà *et al.*, 1995 y 2004), cuya prolongación hacia el SE constituye el frente septentrional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (fig. 1.5 y 1.6), no aflorante debido a su fosilización por los materiales neógenos posttectónicos del margen Sur de la Cuenca del Ebro (fig. 1.7).

En el extremo más noroeste de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se levanta la Sierra del Moncayo, que es la estructura del margen sur de la Cuenca del Ebro que más influye en la sedimentación de la zona de estudio de este trabajo. El zócalo paleozoico aflora a lo largo del eje estructural Tablado-Toranzo (Richter, 1930) con una alineación NNO-SSE, en el núcleo del *semihorst* de Tabuena (Gozalo, 1990), y en la vertiente septentrional de la Sierra del Moncayo (fig. 1.7) con un pequeño afloramiento cámbrico de orientación NO-SE (Gámez, 1995).

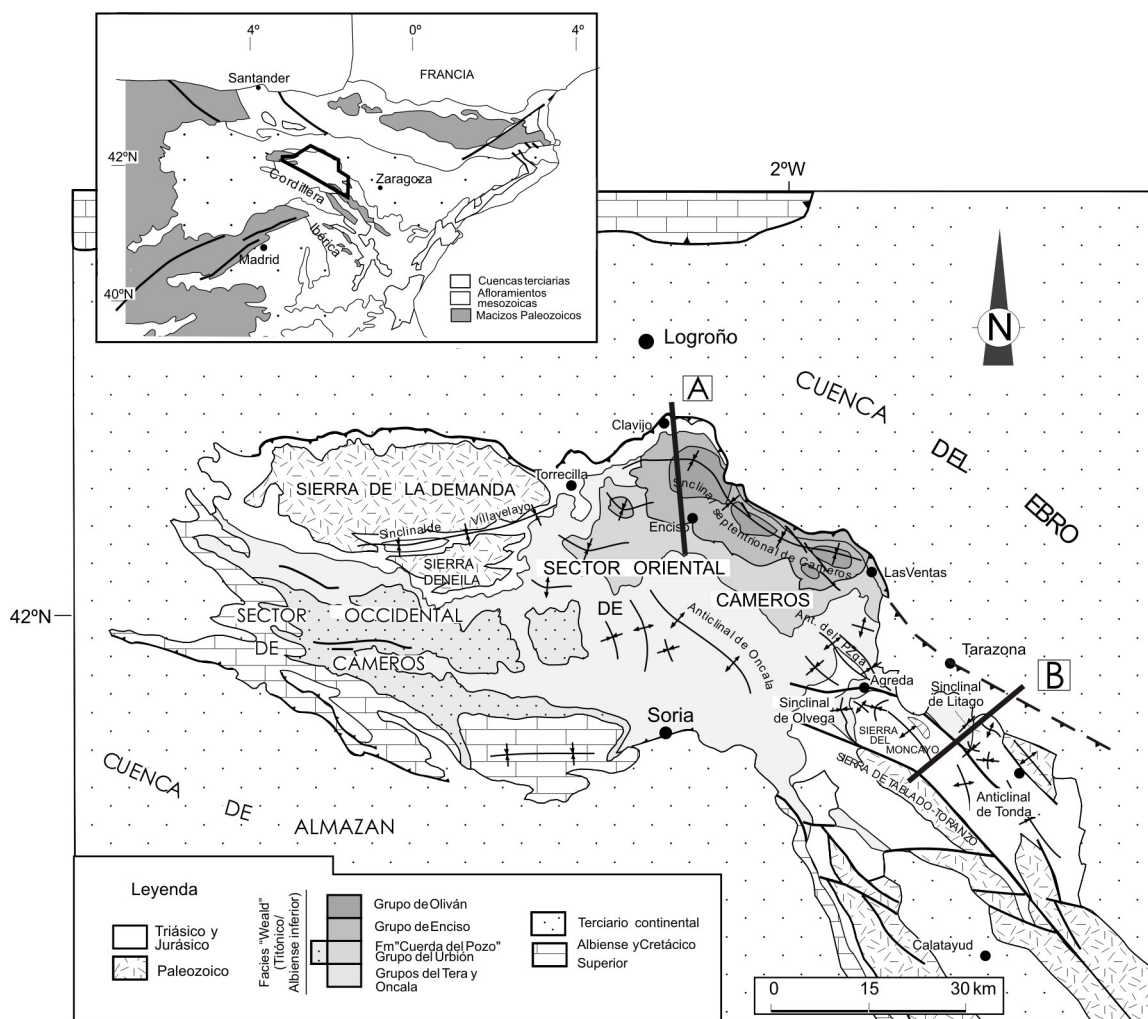


Figura 1.5. Esquema geológico de la región Cameros-Moncayo (modificado de Gil, 2001). A, traza del corte de la figura 6; B, ídem de la figura 7.

La unidad geológica de la Sierra del Moncayo incluye el anticlinal del Moncayo, al norte, y el anticlinal de Tonda, al sur, separados ambos por un sinclinal de dirección submeridiana. El anticlinal del Moncayo afecta a los materiales permotriásicos y a los jurásicos que se estructuran en torno a éstos. La falla de Tablado es una falla normal que limita al SO la cuenca triásica del Moncayo y enlaza hacia el SE con el cabalgamiento de la Sierra de Vicort. Al Norte del anticlinal del Moncayo se sitúa el anticlinal de Litago, de orientación NO-SE, donde afloran las Facies Purbeck-Weald. Estas facies afloran también en el Sinclinal de Ólvega que posee una orientación N-S.

El sondeo de Magallón (Lanaja, 1987) demuestra la continuidad del cabalgamiento de Cameros bajo el Neógeno postectónico del margen de la Cuenca del Ebro. Mediante este accidente, toda la unidad del Moncayo se desplaza hacia el Norte y cobija, a lo largo de unos 5 Km (San Román, 1994) una sucesión de 2500 m de potencia de materiales terciarios más antiguos (fig. 1.7). Este desplazamiento es mucho mayor según Guimerà *et al.* (2004), quienes consideran todo el conjunto de la Rama Aragonesa como una lámina alóctona.

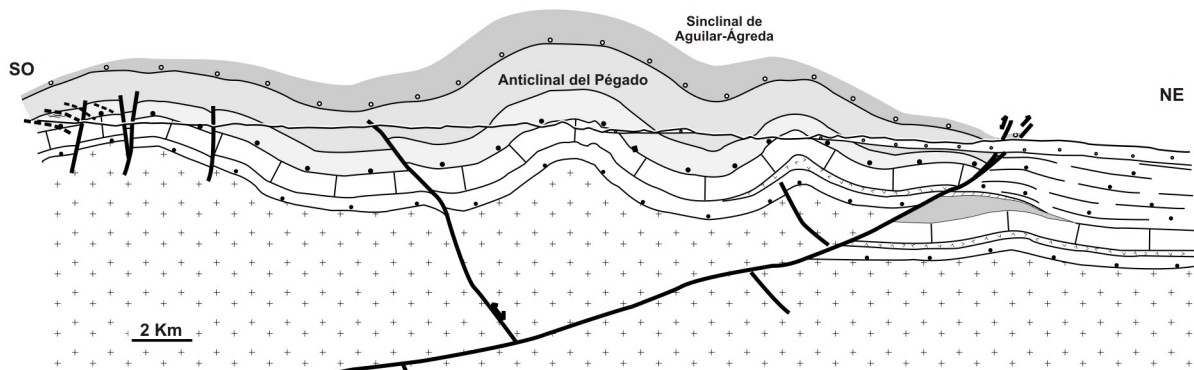


Figura 1.6. Corte geológico de la parte centro-occidental de la lámina de Cameros (corte A de la figura 5, modificado de Gil, 2001). Leyenda en la figura 7.

El inicio de la estructuración de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se registra en los depósitos sintectónicos continentales de cubetas intramontañosas como Aliaga y Montalbán y en el margen sur de la Cuenca del Ebro. Aquí, los afloramientos son escasos, al igual que el contenido fósil de los mismos, de forma que su atribución al Paleoceno (González, 1989; Villena *et al.*, 1992) se realizó correlacionando con los materiales del margen catalán, datados por Anadón *et al.* (1979) y Colombo (1986) como Thanetiense-Bartoniense.

El final de la estructuración en el margen ibérico correspondiente al sector central de la Cuenca del Ebro, tiene lugar en el Mioceno inferior, cuando se registran los últimos movimientos en

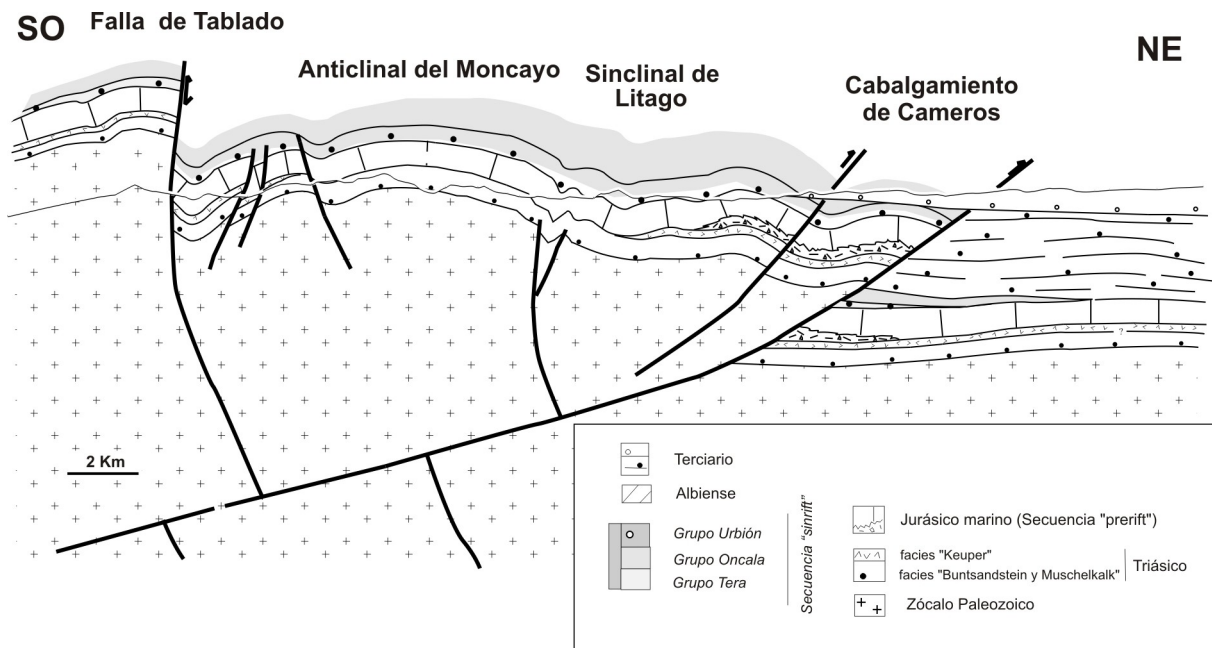


Figura 1.7. Corte geológico de la Sierra del Moncayo (corte B de la figura 5, modificado de Gil, 2001).

el arco Aguilón-Belchite, cabalgamiento de Sierra de Arcos y lámina de zócalo de Puigmoreno. A partir del Aragoniense medio este margen tiene un comportamiento pasivo y los sedimentos de la Cuenca del Ebro muestran un solapamiento expansivo sobre el mismo (Pérez, 1989; Villena *et al.*, 1996 a). Sin embargo, en el sector occidental de la cuenca el cabalgamiento de Cameros-Demanda continúa activo hasta el Mioceno superior (final del Vallesiense, al menos; Muñoz, 1992; Muñoz *et al.*, 1992, 2002; Pardo *et al.*, 2004).

### 1.3.2 La Cordillera Pirenaica

Aunque geográficamente se denomina Pirineos únicamente a los 425 Km del istmo de la Península Ibérica, las dimensiones del orógeno pirenaico son de 1500 Km de longitud y 200 km de anchura (Williams y Fischer 1984; Fontboté *et al.*, 1986), entre la zona de Provenza y las costas de Galicia. El orógeno está compuesto por materiales de basamento (hasta el preestefaniense, previamente afectados por la Orogenia Hercínica, más los materiales tardihercínicos estefanienses y pérmicos), y una cobertera de materiales mesozoicos y cenozoicos (Muñoz *et al.*, 1983). El origen de la cadena pirenaica está en la colisión continental de las placas Ibérica y Euroasiática consecuente al movimiento progresivo hacia el norte de la Placa Africana a partir del Campaniense. Como resultado se produjo la subducción parcial de la Placa Ibérica bajo la Placa Euroasiática y la formación del orógeno pirenaico (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune *et al.*, 1989; Muñoz, 1992; Guimerà, 1992; Pous *et al.*, 1995). Su desarrollo, desde el Campaniense superior al Mioceno, llevó a formar cuencas de antepaís en ambas vertientes, especialmente a partir del Eoceno. El relleno de las cuencas se vio involucrado en numerosas estructuras sinsedimentarias (sobre todo en la vertiente sur) al propagarse la deformación hacia los márgenes.

La orientación de la Cordillera Pirenaica es ONO-ESE y está constituida por un cinturón de pliegues y cabalgamientos flanqueados por dos grandes cuencas de antepaís: al norte la Cuenca de Aquitania y al sur la Cuenca del Ebro. Las estructuras del orógeno tienen vergencias opuestas a un lado y otro de la Falla Norpirenaica, con el resultado de una disposición claramente asimétrica. En la Zona Surpirenaica la cordillera está constituida por sistemas de pliegues y cabalgamientos que se imbrican, vergen y se desplazan hacia el sur sobre la Placa Ibérica. En la Zona Norpirenaica, por el contrario, predominan estructuras de retrocabalgamiento relacionadas con los sistemas más meridionales y presentan vergencia predominantemente norte. El sistema norte sufre un acortamiento menor y se desarrolla sobre la Placa Europea (Fisher, 1984; Deramond *et al.*, 1985; Muñoz, 1992; Teixell, 1998).

Refiriéndonos a la parte del orógeno directamente relacionado con el sector central de la Cuenca del Ebro (área comprendida entre la alineación del Segre y la Falla de Pamplona), la estructura del Pirineo puede dividirse de norte a sur en cinco grandes unidades (Mattauer y Séguret, 1971; Séguret, 1972; Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Puigdefàbregas y Souquet, 1986): Cuenca de Aquitania, Zona Norpirenaica, Zona Surpirenaica (que incluye la denominada tradicionalmente Zona Axial) y Cuenca del Ebro.



La Zona Norpirenaica está constituida por láminas de cobertera y basamento con vergencia mayoritariamente norte, que se superponen a la Cuenca de Aquitania a favor del cabalgamiento frontal norpirenaico. Hacia el sur, la Zona Norpirenaica está limitada por la Falla Norpirenaica, salvo en el segmento occidental donde el límite lo marca el cabalgamiento de Lakora de vergencia sur (Teixell, 1990).

La parte más septentrional de la Zona Surpirenaica, la Zona Axial, se estructura como un sistema de láminas cabalgantes hacia el sur, producidas en la orogenia alpina y constituidas principalmente por materiales paleozoicos previamente deformados en la orogenia hercínica (Julivert *et al.*, 1974; Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986; García Sansegundo, 1992).

El resto de la Zona Surpirenaica forma un sistema imbricado de láminas y pliegues asociados, en los que predomina la vergencia sur (Séguret, 1972). Según Cámara y Klimowitz (1985), estas láminas entroncan en un cabalgamiento basal, de cuya parte frontal surgen una serie de cabalgamientos que se superponen a la cuenca de antepaís meridional. Tales cabalgamientos se suceden en secuencia de bloque inferior y orientación pirenaica, con una dirección de traslación S o SO asociada a un conjunto de estructuras con orientación oblicua a la cadena. Así pues los más septentrionales fueron los primeros en establecerse, mientras que los más meridionales son los más modernos (cabalgamientos de Sierras Marginales y Sierras Exteriores).

Séguret (1972) divide la parte central de la zona surpirenaica en: a) Unidad de Gavarnie al oeste que comprende un conjunto de láminas cabalgantes que implican a los materiales paleozoicos de la Zona Axial, y más hacia el Sur, en las Sierras Interiores, Cuenca de Jaca y Sierras Exteriores, a una cobertera mesozoica reducida y paleógena potente (láminas inferiores de Muñoz *et al.*, 1986), y b) Unidad Surpirenaica Central al este, formada exclusivamente por materiales de cobertera con un Mesozoico potente y un Paleógeno reducido, afectada por las láminas de Bóixols, Cotiella, Montsec y Sierras Marginales (láminas superiores de Muñoz *et al.*, 1986). La Unidad Surpirenaica Central está limitada al Este por alineaciones estructurales NE-SO y al Oeste por alineaciones prácticamente N-S que se consideran, respectivamente, rampas oblicuas y laterales de las láminas antes citadas (fig. 1.8).

Vergés (1993) considera que existe una relación biunívoca entre el emplazamiento de las unidades de cobertera y las unidades de basamento en la vertiente Sur del Pirineo central. Esto se cumple en las láminas inferiores correspondientes a la Unidad de Gavarnie, donde se señalan las láminas de Lakora, Gavarnie y Guarga con zócalo involucrado. El Cabalgamiento del Guarga implica en su parte frontal el despegue de la cobertera (Teixell y García Sansegundo, 1995) y da lugar al Cabalgamiento frontal Surpirenaico en las Sierras Exteriores (fig. 1.9)

Tras los primeros movimientos compresivos producidos en el Pirineo durante el Cretácico superior (*p.ej.*, la lámina de Bóixols en la Unidad Surpirenaica Central; Muñoz, 1985) y la etapa de calma relativa durante el llerdiense (extensión de la plataforma de las calizas de Alveolinas), la deformación se aceleró durante el Eoceno inferior. La actividad de las láminas de Cotiella en la Unidad Surpirenaica Central y de Lakora más al oeste, originaron una cuenca de antepaís, con depoeje según la dirección pirenaica, que se extiende sobre las actuales Unidad Surpirenaica Central y Unidad de Gavarnie. Esta cuenca (Cuenca de Tremp-Graus en la Unidad Surpirenaica Central, Cuenca de Jaca al oeste; Ori y Friend, 1984; Barnolas, 1992; Barnolas y Teixell, 1992,



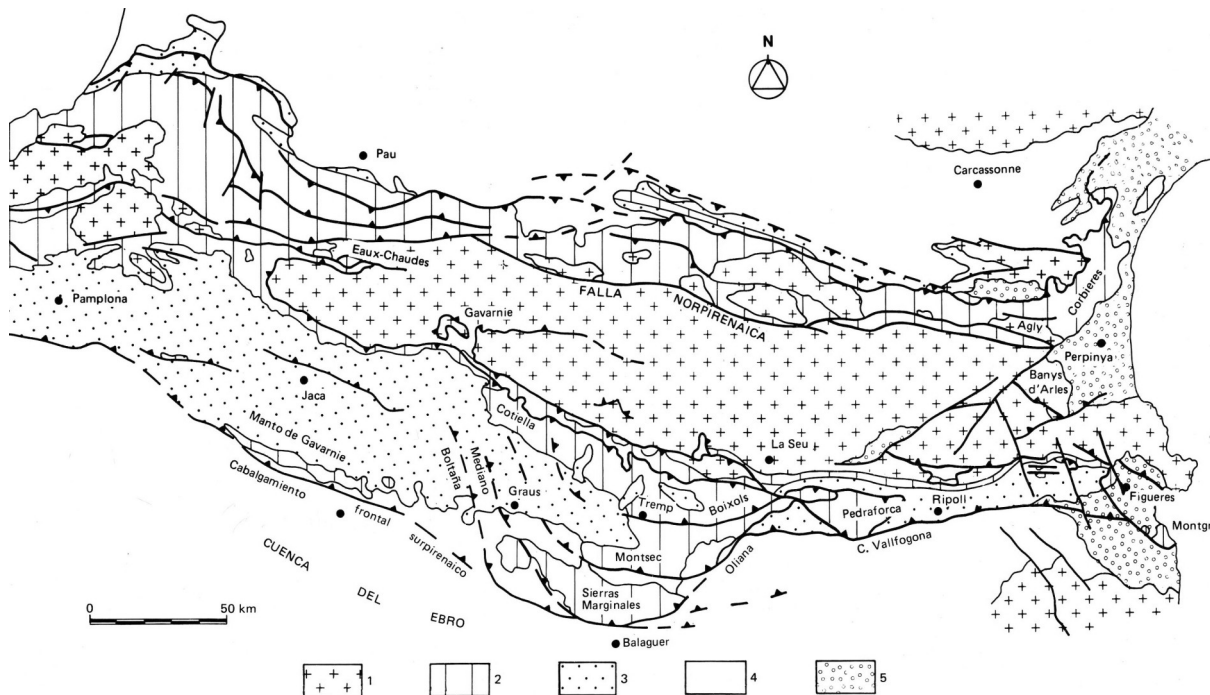


Figura 1.8. Esquema geológico del Pirineo. 1: Zócalo hercínico; 2: Mesozoico; 3: Terciario incorporado en los mantos de corrimiento; 4: Terciario de los antepaíses; 5: Materiales post-orogénicos. (Según Puigdefàbregas y Souquet, 1986).

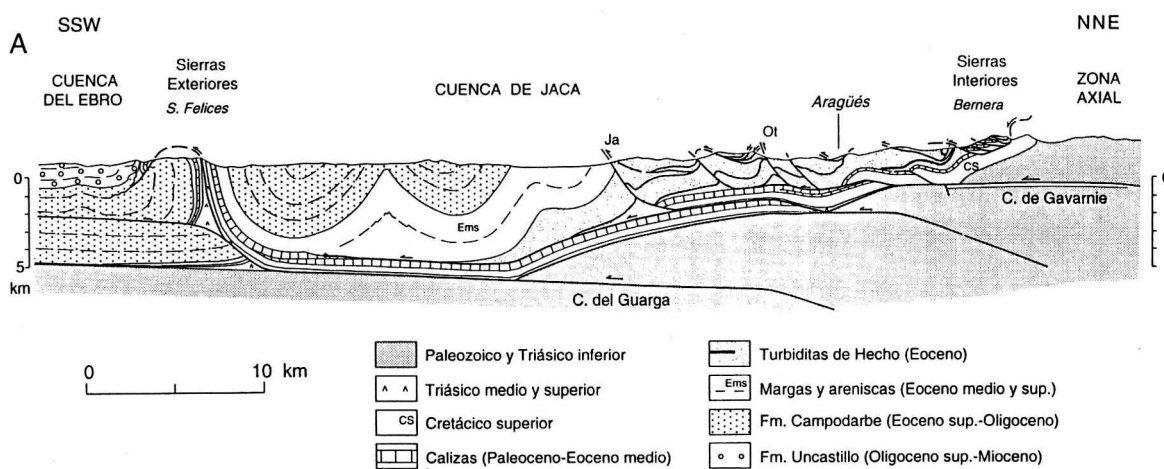


Figura 1.9. Corte geológico transversal del sector central de la Cuenca de Jaca. Ot: Cabalgamiento de Oturia, Ja: Cabalgamiento de Jaca (Teixell y García-Sansegundo, 1995).

Barnolas y Pujalte, 2004) fue alimentada esencialmente desde la Zona Axial emergente al norte de la Unidad Surpirenaica Central, sobre la que se implantó un sistema fluvio-deltaico que rellenó la Cuenca de Tremp-Graus. Este sistema se reorientó hacia el oeste y, a través del talud generado por las rampas laterales que limitan la Unidad Surpirenaica Central, alimentó con material turbidítico la Cuenca de Jaca (fig. 1.10).

La implantación de la lámina de Gavarnie, en el Eoceno superior, desplazó el depoeje de la Cuenca de Jaca hacia el Sur. La sedimentación turbidítica terminó siendo sustituida por sedimentación molásica, en un contexto que continuaba manifestándose fuertemente subsidente. La Unidad Surpirenaica Central prosiguió su elevación por la actividad de los sucesivos cabalgamientos y constituyó la principal área fuente para los depósitos molásicos, distribuidos por un sistema fluvio-deltaico (formaciones Belsué-Atarés y Campodarbe) que progradaba hacia el Oeste, al tiempo que invadía la parte norte del actual sector central de la Cuenca del Ebro.

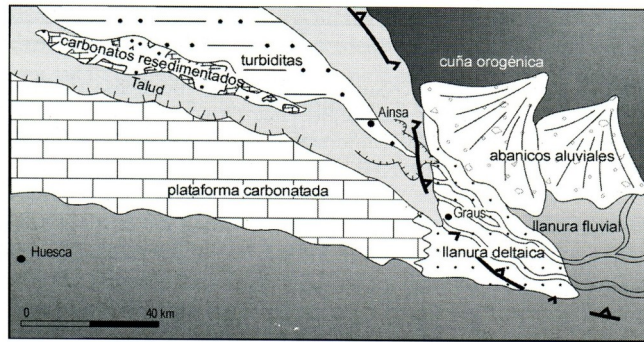


Figura 1.10. Esquema paleogeográfico de la Cuenca Surpirenaica central durante el Cuisiense y Luteciense Inferior (Barnolas et al., 2004).

Los movimientos de la lámina del Guarga iniciaron la formación de las Sierras Exteriores y, en el Oligoceno inferior, provocaron el despegue de una parte de la cuenca de antepaís surpirenaica. El sector despegado, o Cuenca de Jaca s.s., vino a ser una cuenca de piggyback. El sector no despegado al sur de las Sierras Exteriores pasó a convertirse en la última cuenca de antepaís surpirenaica, la Cuenca del Ebro.

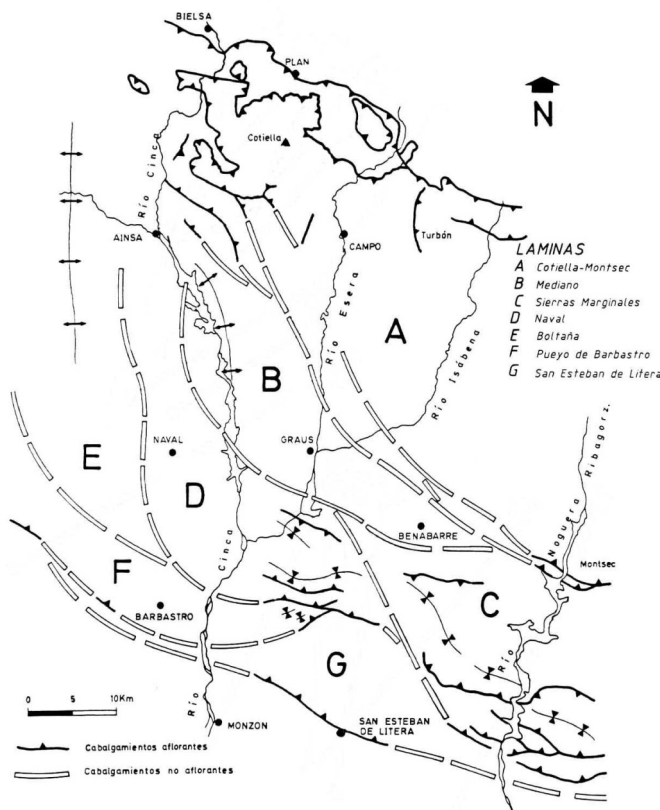


Figura 1.11. Esquema cartográfico de las láminas cabalgantes de la Unidad Surpirenaica Central (Martínez, 1991).

A partir del Oligoceno superior la actividad de la lámina del Guarga elevó la Cuenca de Jaca, que se transformó, junto con el resto del Pirineo, en área fuente de la Cuenca del Ebro. La actividad de esta lámina prosiguió hasta el Mioceno inferior al menos, con la estructuración del Cabalgamiento Frontal Surpirenaico en las Sierras Exteriores, que consta de varias láminas emplazadas fuera de secuencia (Millán, 1996; Arenas et al., 2001).

Al este de las Sierras Exteriores, el frente surpirenaico se prolonga hasta el sistema imbricado de cabalgamientos de las Sierras Marginales de la Unidad Surpirenaica Central (fig. 1.11). La línea de contorno de este frente viene dada por el Anticlinal de Barbastro-Balaguer. Martínez Peña (1991) diferencia en esta zona, al Sur de la lámina del Montsec, un conjunto de escamas de

cabalgamiento y, a partir de la edad de los materiales afectados por ellas y la de los depósitos asociados a las diferentes unidades, considera que la secuencia general de emplazamiento de las diferentes escamas se inició con las láminas de Mediano y Boltaña (Eoceno Medio), y continuó con las de Naval y Sierras Marginales (Eoceno superior-Oligoceno inferior). La deformación se prolongó durante el Oligoceno inferior con el emplazamiento de la unidad del Pueyo de Barbastro, y alcanzó el Oligoceno superior con la formación de la lámina de San Esteban de Litera. Las láminas más altas de la estructura (láminas de Mediano, Sierras Marginales, Naval y Boltaña) describen una forma arqueada hasta enlazar con los afloramientos de las Sierras Interiores (Sector del Cinca, Martínez Peña y Pocoví, 1988; Martínez Peña, 1991). Las láminas más modernas (El Pueyo de Barbastro y San Esteban de Litera) mantienen una dirección ONO-ESE hasta enlazar con las Sierras Exteriores (Martínez Peña, 1991).

### 1.3.3 Cuenca del Ebro

La Cuenca del Ebro es, a partir del Oligoceno superior, la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico. Su evolución está ligada a la flexura producida por este orógeno y a la formación de las cadenas Ibérica y Costero Catalana (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Guimerà y Alvaro, 1990; Zoetemeijer *et al.*, 1990; Casas Sainz, 1992).

La Cuenca del Ebro puede dividirse en tres sectores atendiendo a varios factores: la estructura, la historia de la subsidencia y la edad de los materiales aflorantes.

El sector occidental de la Cuenca del Ebro queda encajado entre la Sierra de Cantabria al norte y el macizo Cameros-Demanda al Sur, y se considera como una cuenca de antepaís simétrica de orientación E-O (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997), que estuvo afectada, en ambos márgenes, por cabalgamientos activos hasta el Mioceno superior. El relleno terciario está afectado por pliegues monoclinales vergentes hacia el norte, reflejo de láminas de cabalgamiento que afectan al basamento preterciario (láminas de Arnedo, Baños de Río Tobía y Nájera), y por pliegues de despegue de tendencia E-O a ONO-ESE con vergencia sur en la zona de Navarra, al norte del Ebro. Este sector fue intensamente subsidente tanto en el Paleógeno como en el Neógeno, con espesores totales que superan los 5000 m, delineando un surco navarro-riojano (fig. 1.4).

El sector oriental fue netamente subsidente durante el Paleógeno, pero no conserva relleno Neógeno (fig. 1.3). En las proximidades del frente surpirenaico se reconocen los materiales plegados, con direcciones E-O a ESE-ONO y NE-SO, relacionados con la estructuración de este frente y despegue a favor de las formaciones evaporíticas (Vergés *et al.*, 1992).

El sector central posee menor subsidencia que los sectores occidental y oriental y presenta una estructura prácticamente tabular. Este apartado se centra en este sector, ya que es el objeto del presente trabajo.

El sector central de la Cuenca del Ebro está constituido en su mayor parte por materiales detríticos, carbonatados y evaporíticos de edad Eoceno terminal a Mioceno superior (fig. 1.3) depositados en sistemas de abanicos aluviales y sistemas lacustres. En el margen norte, bajo estos materiales aflorantes, se conoce la existencia de depósitos de origen marino y de edad Eoceno

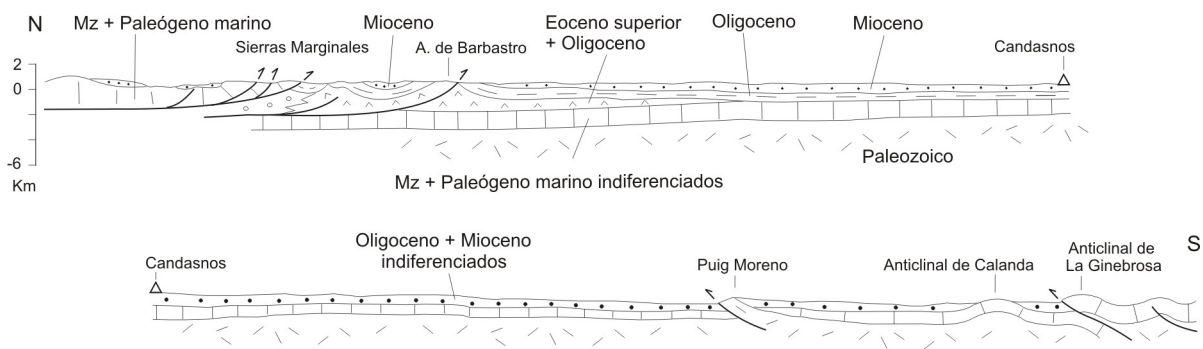


Figura 1.12. Corte sintético del sector central de la Cuenca del Ebro, simplificado a partir de Martínez-Peña y Pocovi (1988), Senz y Zamorano (1992) y González (1989) por Pardo et al. (2004).

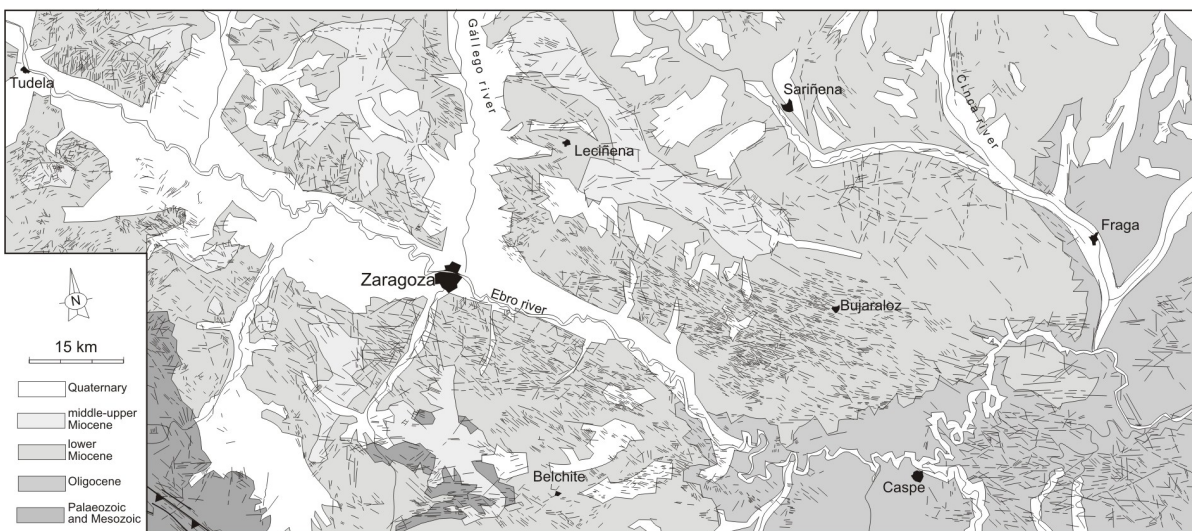


Figura 1.13. Mapa de lineamientos obtenido a partir de imagen de foto satélite (Landsat) a escala 1: 100000 (Arlegui y Soriano, 1998)

(Riba et al., 1983). Estos materiales son equivalentes a los que afloran en las láminas cabalgantes pirenaicas más meridionales (fig. 1.12). El relleno sedimentario sufrió un desplazamiento progresivo hacia el margen ibérico, donde el sustrato preterciario, afectado por cabalgamientos de tendencia preferente NO-SE y vergencia N, condicionó la sedimentación paleógena e incluso afectó a la neógena (Klimowitz, 1992), hasta el punto que los materiales preterciarios forman paleorrelieves entre los sedimentos miocenos. El margen sur evolucionó esencialmente como margen pasivo de la cuenca a partir del Mioceno inferior.

El área estudiada no presenta deformaciones tectónicas importantes. En general, los estratos se encuentran horizontales o con suaves buzamientos hacia el sur y suroeste. Las únicas estructuras son suaves pliegues con buzamientos de unos pocos grados que, en conjunto, constituyen el Sinclinal del Ebro y otros menores como el del Gállego (Quirantes, 1978; Arlegui, 1996). El núcleo del Sinclinal del Ebro se encuentra afectado por un denso complejo de lineamientos que es posible identificar mediante foto aérea e imágenes de satélite (Arlegui y Soriano, 1998, fig. 1.13). La tendencia dominante de estos lineamientos tiene dirección ONO-ESE y muestra una

notable mayor densidad en las zonas situadas entre el sur de la Sierra de Alcubierre y el Río Ebro (Arlegui y Simón, 2001).

La evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro estuvo controlada esencialmente por la actividad tectónica de las cadenas circundantes, que condicionó la topografía y extensión de las áreas fuente, la orientación de los márgenes y la variación en las tasas de subsidencia y aporte sedimentario a lo largo del Terciario. Las variaciones en el nivel de base lacustre, determinadas por factores climáticos, desempeñaron una función relevante en la distribución espacial y temporal de las facies (Arenas y Pardo, 1999).

## 1.4 ANTECEDENTES DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

### 1.4.1 Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía

Los primeros trabajos documentados sobre la Cuenca Terciaria del Ebro se realizaron con motivo de la elaboración del Mapa Geológico de España (Martín Donayre, 1866 y 1873; Mallada, 1878; Botella, 1879; Cortázar, 1885 y Palacios, 1893). Desde un principio, a los materiales aflorantes en la cuenca se les asignó un origen continental, distinguiendo ya calizas lacustres.

Palacios (1893) diferenció entre Oligoceno y Mioceno en función de su relación discordante en el sector meridional de la cuenca, concretamente en el área comprendida entre Belchite y Tarazona. Esta división basada en criterios de deformación fue mantenida durante más de sesenta años en estudios posteriores sobre la Cuenca del Ebro (Sáenz, 1929, 1931 y 1942; Ferrando, 1933; Selzer, 1934; Hernández Pacheco, 1949 y Ríos, 1959).

La realización de las sucesivas ediciones del Mapa Geológico de España (1:1.000.000, 1:400.000 y algunas hojas 1:50.000) llevó a la introducción de modificaciones en el conocimiento sobre la cuenca del Ebro, pero fue a partir de los estudios de la cuenca realizados por Solé i Sabarís (1954) y Riba (1955a y b) cuando se produjo un verdadero cambio en la concepción de la geología de la cuenca. Estos autores iniciaron una nueva metodología basada en la cartografía detallada de facies y sus cambios laterales; utilizaban para su correlación los niveles guía apoyándose en el estudio fotogeológico y en los datos bioestratigráficos disponibles (yacimientos de vertebrados). Se inició así una etapa en la que se comenzó a definir unidades litoestratigráficas en la Cuenca del Ebro, concretamente en sus sectores navarro y riojano.

Alastrué (1954 y 1958) realizó trabajos cartográficos sobre materiales terciarios de la cuenca basados en criterios litológicos y de cambios de facies. Alastrué *et al.* (1957) consideraron que durante el Oligoceno y Mioceno la depresión del Ebro presentaba una sedimentación continental durante la cual se depositaron grandes espesores de sales, yesos, margas rojas y areniscas, que en los bordes pasan a conglomerados.

Especialmente interesante es también la tesis doctoral de Llamas (1959b) sobre los terrenos yesíferos de la Cuenca del Ebro.

Almela (1962) apuntó que el eje de sedimentación de la Cuenca del Ebro se ha desplazado hacia el Sur en el transcurso del tiempo y que los yesos son tanto más modernos cuanto más al Sur se encuentran.

Siguiendo la metodología litoestratigráfica destacan los trabajos de Riba y Pérez Mateos (1961), Riba (1964) y Crusafont *et al.* (1966a), con la elaboración de mapas lito y cronoestratigráficos. Riba y Pérez Mateos (1961) estimaron que en el Eoceno superior se produjo un cambio en la dinámica de los aportes que llegaban a la cuenca, pasando de una sedimentación unilateral procedente del Sur a una bilateral, con aportes de la Cordillera Ibérica y Pirineos.

En el sector aragonés de la cuenca, fue Quirantes (1969, 1978) quien estableció una primera cartografía de litofacies y definió un elevado número de formaciones en el Terciario (entre ellas la Fm. Zaragoza, la Fm. Sariñena y la Fm. Alcubierre). También estableció la existencia,

durante el Terciario, de conos de deyección procedentes de los Pirineos y de la Cordillera Ibérica que al coalescer configuraban cauces anastomosados que pasaban hacia el centro de la cuenca a depósitos de playa con precipitación de yeso y sales.

Soler y Puigdefábregas (1970) definieron informalmente la Formación Uncastillo en el margen de las Sierras Exteriores, equivalente a la Formación Sariñena que había definido Quirantes en 1969. Estos autores establecieron la base de la Formación Uncastillo en la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo. Más tarde, Puigdefábregas (1975) situó el comienzo de la Formación Uncastillo en el Chattiense y distinguió dos unidades cartográficas en la Formación Uncastillo: una inferior, de edad Chattiense-Aquitaniense, y otra superior, de edad Aquitaniense-Burdigaliense.

A principios de la década de los 70 se publicaron los mapas geológicos elaborados para el Instituto Geológico y Minero de España referentes a la Cuenca del Ebro. Con carácter de síntesis se publicaron a escala 1: 200.000 las hojas siguientes: Lérida (Riba, 1971), Zaragoza (Riba *et al.*, 1971), Huesca (Riba *et al.*, 1972) y Tudela (Riba *et al.*, 1984). A escala 1: 50.000 se publicaron las hojas: 322 (Remolinos), 323 (Zuera), 324 (Grañén), 354 (Alagón), 355 (Leciñena) y 356 (Lanaja), todas ellas de Quirantes (1971), y 320 (Tarazona de Aragón) de Castiella (1977).

En el centro de la cuenca, Birnbaum (1976) reconoció la existencia de un gran lago central muy somero y semipermanente, con orillas y profundidades variables (0 a 3 m), que en algunos momentos podría llegar a la desecación total, al cual denominó *Aragón Lake*.

Riba *et al.* (1983) realizaron un ensayo de síntesis estratigráfica general sobre la Cuenca terciaria del Ebro, en el que se intentaba fijar las relaciones laterales y verticales de las diversas unidades litoestratigráficas presentes.

En la década de los 80 se comenzó a aplicar el análisis tectosedimentario, propuesto por Garrido Megías (1973) y por este mismo autor firmando como A.G. Megías (1982), como una nueva metodología en el estudio estratigráfico de cuencas terciarias continentales; este tipo de análisis permite la correlación entre áreas físicamente desconectadas mediante el establecimiento de unidades aloestratigráficas denominadas Unidades Tectosedimentarias (UTS). Esta nueva metodología, con las matizaciones y puntualizaciones que señalaron González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989), ha sido aplicada en la Cuenca del Ebro tras ser usada con éxito en las cubetas ibéricas terciarias (Pérez, 1981; González, 1982). Actualmente se reconocen las UTS T1 a T8, establecidas primero en el borde sur de la cuenca (Villena *et al.*, 1992 y Villena *et al.*, 1996a, b) y posteriormente para toda la cuenca (Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004; fig. 1.14). En estos trabajos se hace referencia tanto a los aspectos litológicos de las UTS como a sus límites, cronoestratigrafía y equivalencias, así como a su evolución paleogeográfica. Tales síntesis son el resultado de la correlación de las unidades tectosedimentarias caracterizadas localmente en sucesivos estudios de ámbito sectorial: Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989) caracterizaron, en el margen ibérico, cuatro UTS (E1 a E4 = T5 a T8); González (1989) reconoció, en el sector oriental de la cuenca, cuatro unidades paleógenas (T1 a T4) y una quinta neógena (T5); asimismo Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1994) identificaron en el centro de la cuenca las UTS N1 a N3 (= T5 a T7), N<sub>1</sub> y N<sub>2</sub> en los relieves de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón y N3 únicamente en la Sierra de Alcubierre. Dentro de la Formación Uncastillo, Arenas *et al.* (1990) caracterizaron tres UTS (U1, U2 y U3) en el sector de Uncastillo-Bolea; posteriormente, Arenas (1993) correlacionó las U1+U2 con T4 y U3 con T5. Muñoz



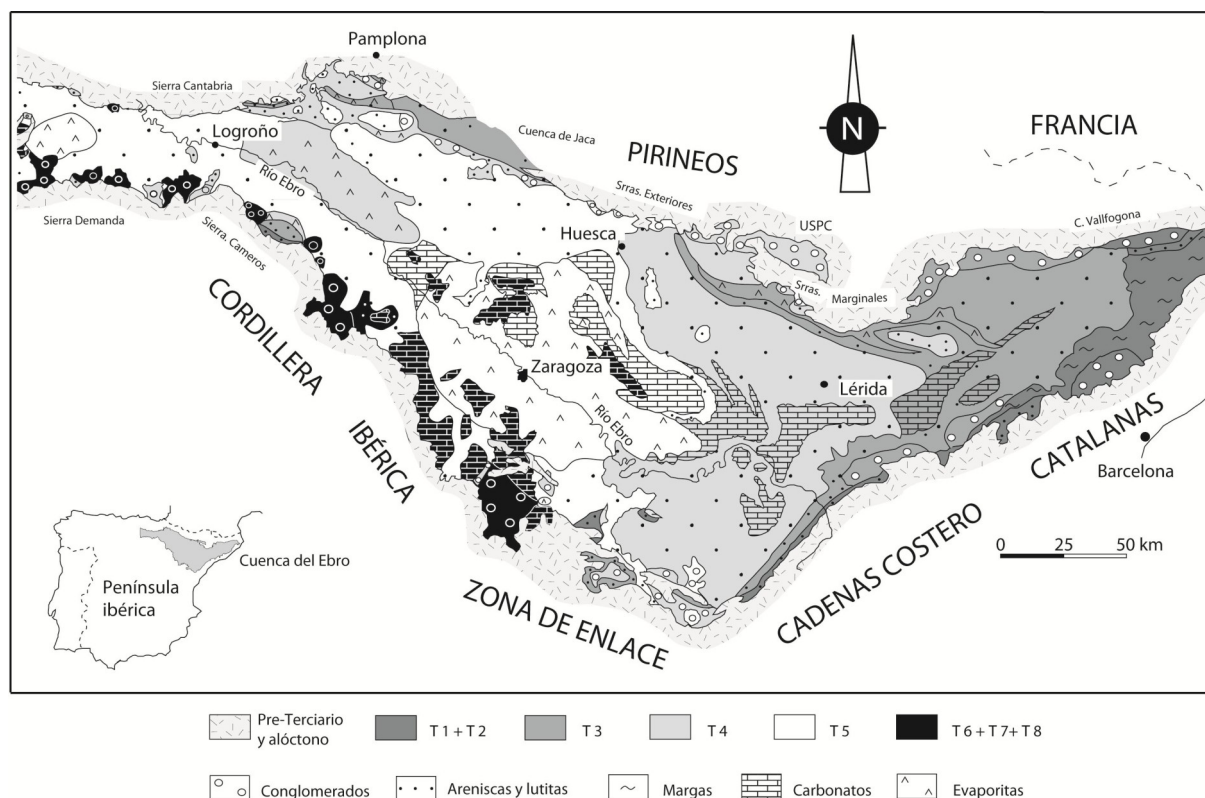


Figura 1.14. Mapa esquemático de la distribución de UTS y facies en la Cuenca del Ebro (Muñoz *et al.*, 2002).

(1991) estableció, esta vez en el sector occidental de la cuenca, ocho UTS (A1 a A8), que se corresponden con T2 a T8. Luzón (1994, 2001) reconoció en la parte oriental del sector central de la cuenca dos UTS que correlacionó con T4 y T5. Finalmente, Angulo (2000) y Angulo *et al.* (2000) definieron cinco UTS (B1 a B5) en la zona de enlace de las Cuencas del Ebro y el Duero, que hicieron corresponder con T4 a T7.

Calvo *et al.* (1993), por su parte, habían elaborado un esquema general en el que correlacionaban el registro sedimentario de varias cuencas neógenas ibéricas (Béticas, Calatayud-Teruel, Duero, Ebro, Levante, Tajo y Vallès-Penedès).

En distintos sectores de la cuenca destacan las aportaciones sedimentológicas y paleogeográficas de Cabrera (1983), donde se describen las unidades de Ballobar y del Llano de Cardiel, Anadón *et al.* (1985, 1986), Sáez (1987), Cabrera y Sáez (1987), Pérez *et al.* (1988), Pérez (1989), González (1989), Muñoz (1991), Colombo y Vergés (1992), Arenas (1993), Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz (1997), Roc (1999), Angulo (2000), Arenas y Pardo (2000), Luzón y González (2000), Vázquez-Urbez (2001), Luzón (2001, 2005), Arenas *et al.* (2001), Cabrera *et al.* (2002) y Vázquez-Urbez *et al.* (2002), que abarcan los depósitos aluviales y lacustres.

Por su parte, Mandado (1987) realizó un detallado estudio petrológico y geoquímico de las facies evaporíticas del sector central de la cuenca. Además, en el sector riojano y navarro, destacan las aportaciones petrológicas y sedimentológicas sobre evaporitas de Ortí y Salvany (1986), Ortí *et al.* (1986), Salvany (1989), Salvany y Ortí (1994) y Salvany *et al.* (1994). Mas recientemente,



Salvany *et al.* (2007) presentan un modelo conceptual sobre los ambientes, precipitados primarios y diagénesis de los lagos salinos someros de la Formación Zaragoza.

Para el área concreta de esta investigación, Arenas *et al.* (1989) y Arenas (1993) caracterizaron las facies lacustres de las tres UTS presentes en la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón. Las facies distinguidas son: margas, calizas laminadas, calizas estromatolíticas, calizas masivas y calizas bioturbadas. Estos autores señalaron una procedencia pirenaica para la fracción detrítica de estos sistemas lacustres. Arenas *et al.* (1992) y Arenas *et al.*, (1993, 1997) realizaron la caracterización mineralógica, isotópica y sedimentológica de los depósitos lacustres y aluviales de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón. Canudo *et al.* (1993), Lago *et al.* (1993), Bauluz *et al.* (1994) y Odin *et al.* (1997) analizaron mineralógica y geoquímicamente unos niveles ricos en ceolitas, formadas diagenéticamente a partir de cenizas volcánicas. Asimismo, Arenas y Pardo (1999) propusieron un modelo conceptual de sedimentación carbonatada y evaporítica para las unidades N<sub>1</sub> y N<sub>2</sub> (T5 y T6) que contempla la existencia de un extenso sistema lacustre central, y sugerían una marcada asimetría hidrológica entre los márgenes pirenaico e ibérico.

Pérez (1989), Pérez *et al.* (1989) y Pérez *et al.* (1994) analizaron las facies lacustres del margen ibérico en el sector central de la Cuenca del Ebro (UTS T5 a T8). Establecieron cuatro tipos de sistemas lacustres: dos sistemas someros cuyas zonas marginales se caracterizan por abundante vegetación o por la existencia de depósitos con elevado contenido en calcita magnesiana y por presentar calizas con pseudomorfo de yeso; un tercer tipo, lagos afectados por una fuerte dinámica de oleaje y un cuarto, complejos de *playa-lake* donde se originan importantes depósitos de sulfatos. Además, propusieron la evolución paleogeográfica de los sistemas lacustres a lo largo del Mioceno.

Entre 1995 y 1998 se publicaron los MAGNA a escala 1:50.000 (segunda serie, primera edición) que cubren el área estudiada: 320 (Tarazona de Aragón), 322 (Remolinos), 284 (Ejea de los Caballeros), 352 (Tabuena), 355 (Leciñena), 356 (Lanaja), 357 (Sariñena), 385 (Castejón de Monegros) y 386 (Peñalba), donde se proponen diversas unidades “genético-sedimentarias” y un elevado número de unidades litológicas (entre ellas las formaciones Fitero, Tudela, Monteagudo y Cascante). En las memorias correspondientes se establece la correlación entre las unidades “genético-sedimentarias” y las UTS.

Yuste *et al.* (2004) estudiaron la naturaleza petrológica y la proveniencia de los sistemas aluviales y fluviales desarrollados en el Oligoceno y Mioceno inferior de la parte oriental del sector central de la cuenca. En estos mismos sistemas, Luzón (2005) ha estudiado el control tectónico en la génesis de los sistemas y su correspondencia a unidades genéticas (UTS) y ha presentado la evolución paleogeográfica de los mismos.

Los trabajos de síntesis más recientemente publicados que reflejan el conocimiento general actual de la Cuenca del Ebro son los ya citados de Muñoz *et al.* (2002) y Pardo *et al.* (2004). A partir de ellos, en relación al sector central de la cuenca y el intervalo temporal que va a estudiarse, se puede extraer (fig. 1.14):

Al final de Eoceno, las cuencas de antepaís surpirenaicas, y por tanto la de Jaca, quedaron aisladas de cualquier área marina. Los últimos depósitos marinos, ya en ambientes restringidos, son

---

---

materiales evaporíticos (Fms. Cardona y Evaporítica de Pamplona) que actuaron como horizontes de despegue en la génesis de los pliegues sinsedimentarios que se reconocen en los sectores oriental y occidental de la Cuenca del Ebro, cerca del frente surpirenaico.

Durante el Rupeliense (fig. 1.15C), implantada ya la situación de endorreísmo, los tres márgenes eran tectónicamente activos y suministraban a la Cuenca del Ebro sedimentos detríticos mediante sistemas de abanicos fluviales y aluviales que alimentaban a extensos sistemas lacustres salinos (Fm. Barbastro, en el sector central). Al oeste de la Unidad Surpirenaica Central la lámina del Guarga reanudó la estructuración de las Sierras Exteriores y despegó una parte de la Cuenca de antepaís surpirenaica, convirtiéndola en una cuenca de *piggy-back*. Las nuevas cuencas generadas al norte (cuenca de *piggy-back* de Jaca) y al sur (cuenca de antepaís del Ebro) de las Sierras Exteriores eran alimentadas por el sistema fluvial de Campodarbe que continuaba fluyendo hacia el oeste-noroeste por el desmantelamiento, desde el Eoceno medio-superior, de la Unidad Surpirenaica Central.

En el Chattiense (fig. 1.15D) la actividad en la lámina del Guarga elevó la Cuenca de Jaca incorporándola a las áreas fuente de la Cuenca del Ebro. El sistema fluvial longitudinal de la Fm. Campodarbe fue sustituido por el sistema radial de abanicos fluviales y aluviales: al oeste el sistema de Luna y al este el de Huesca (Hirst y Nichols, 1986). Sus respectivos depósitos (Fm. Uncastillo y Fm. Sariñena), llegan a fosilizar las láminas de las Sierras Exteriores, el anticlinal de Barbastro y las láminas de las Sierras Marginales. Estos dos sistemas y otros procedentes del margen sur de la cuenca efectuaron su descarga en un amplio sistema lacustre evaporítico en el sector centro-occidental (Fm. Zaragoza) o carbonatado somero en el sector centro-oriental (Fms. Mequinzena y Torrente de Cinca). La actividad de las estructuras tectónicas fue compleja, induciendo a los abanicos a generar dos ciclos de retrogradación-progradación separados por una discordancia reconocible en las Sierras Exteriores. En el margen ibérico del sector central la actuación de estructuras como el anticlinal de Belchite, posible prolongación del frente de cabalgamiento de Cameros-Demanda, determinaron también la aparición de discordancias locales.

En el Ramblense (fig. 1.15E) tras la progradación de los sistemas aluviales, relacionada con otro periodo de actividad tectónica acelerada en los márgenes pirenaico e ibérico, se produjo una nueva expansión del sistema evaporítico central (Fm. Zaragoza) que, sin embargo, fue de menor extensión que su homólogo del Chattiense. Este sistema evaporítico se desplazó hacia el sur, y tanto al norte como al oeste del mismo, se desarrolló una amplia orla de depósitos lacustres carbonatados (Fms. Alcubierre y Tudela, respectivamente). Esta relación obedeció, según Arenas y Pardo (1999) a un control climático y posiblemente a un fuerte contraste hidrológico entre los márgenes lacustres norte y sur.

En el Aragoniense medio (fig. 1.15F) el sistema lacustre central pasó a ser esencialmente carbonatado somero, y la Fm. Zaragoza fue sustituida por la Fm. Alcubierre, que hasta entonces había ocupado una posición lateral a la primera. Sin embargo, se reconocen incursiones evaporíticas limitadas dentro del sistema lacustre carbonatado, como es el caso de los Yesos de Perdiguera (Arenas 1993). Un posible levantamiento del área pirenaica y el comportamiento pasivo del margen ibérico del sector central, pudieron ser los responsables de la migración del sistema lacustre hacia el sur respecto a las posiciones que anteriormente había ocupado. La consiguiente

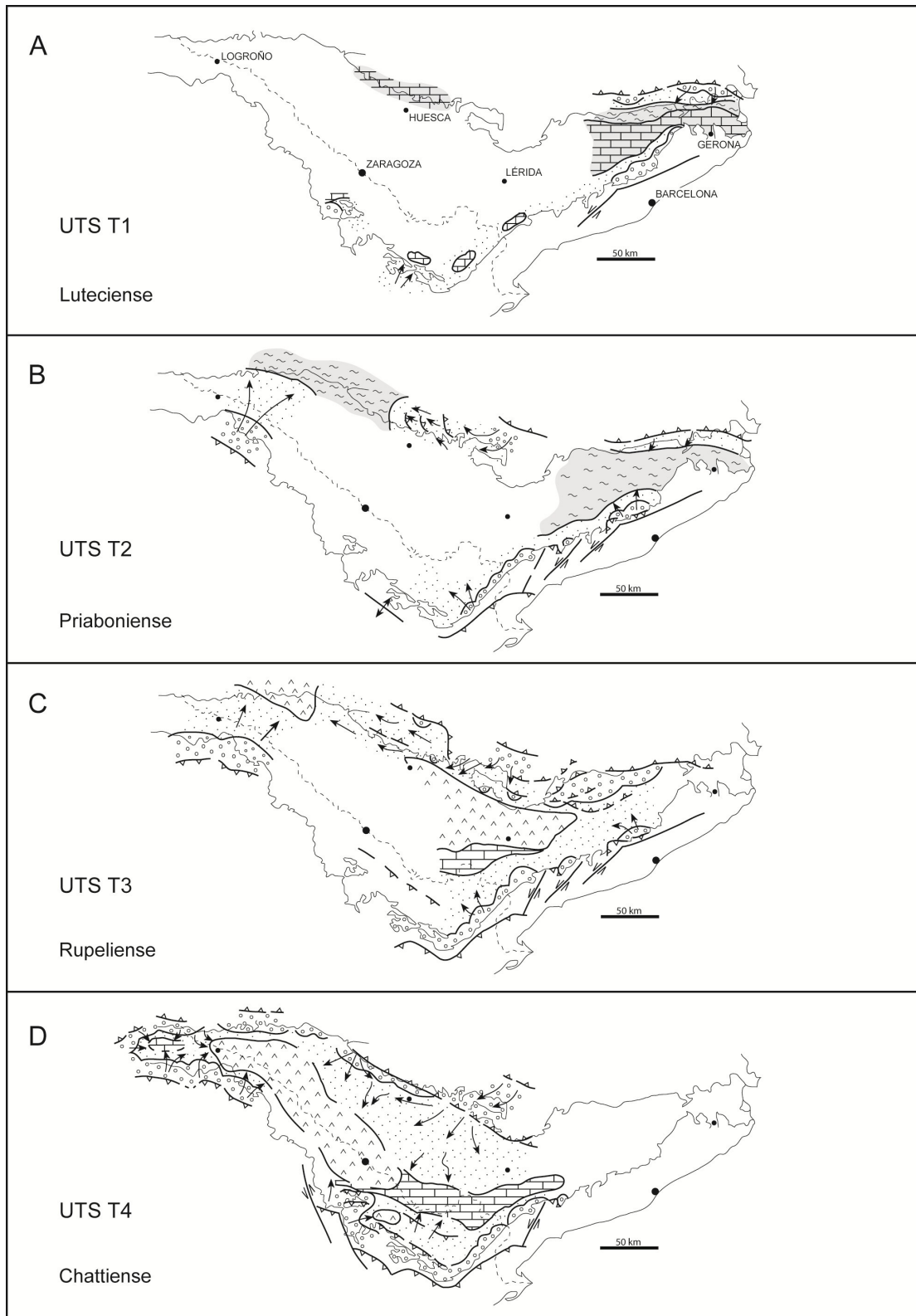


Figura 1.15. Evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro: Distribución de facies y paleocorrientes (Pardo et al., 2004). Leyenda: 1, Conglomerados, areniscas y lutitas. Sectores proximales de abanicos fluviales y aluviales. 2, Lutitas y areniscas. Sectores distales de abanicos fluviales y abanicos deltaicos (llanura y frente deltaico). 3, Calizas y margas. Sistemas lacustres y palustres carbonatados.

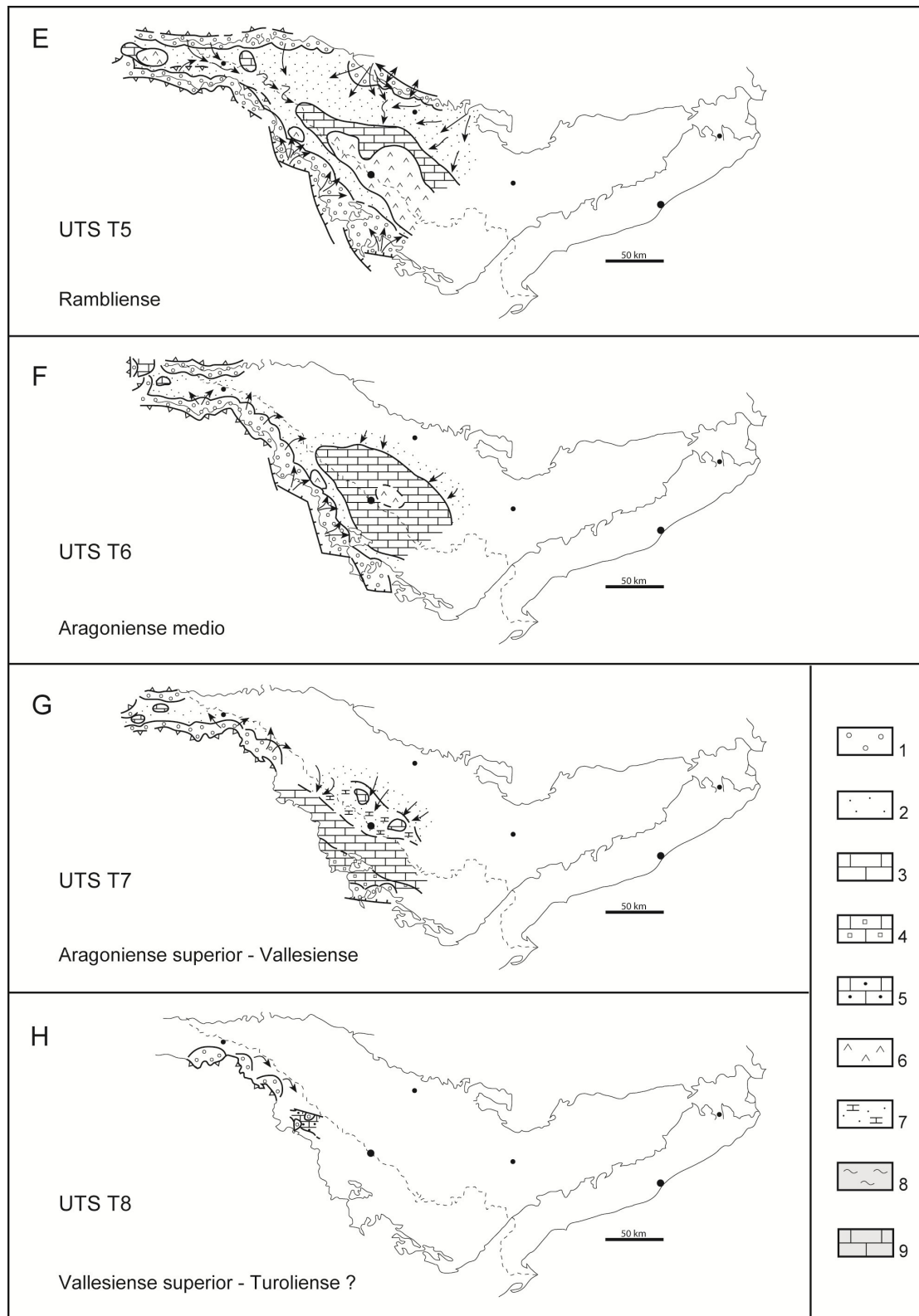


Figura 1.15. (Cont.) 4, Calizas, margas y areniscas. Sistemas lacustres con afinidad thalásica. 5, Calizas oncolíticas y tobáceas. Sistemas fluviolacustres. 6, Yesos y margas. Sistemas lacustres evaporíticos. 7, Lutitas, areniscas y calizas. Área de expansión-retracción de los sistemas lacustres del Aragoniense superior. 8, Margas. Prodeltas y plataformas marinas externas. 9, Calizas y margas. Plataformas carbonatadas.

degradación del relieve en el margen sur hizo que los abanicos procedentes del mismo redujesen progresivamente sus dimensiones, lo que implicó que el relleno en esta área, a partir de entonces, solapase expansivamente hacia el sur.

Durante el Aragoniense superior-Vallesiense (fig. 1.15G) se mantuvo la misma tendencia en la actividad de los márgenes, por lo que los sistemas fluviales pirenaicos, de los que sólo se conservan los depósitos distales, progradaron hacia el sur, desplazando al sistema lacustre carbonatado central hacia posiciones aún más meridionales, de forma que, al final de este periodo, estos depósitos distales llegaron a alcanzar las proximidades del margen ibérico.

Posteriormente (Vallesiense-Turoliense?, fig. 1.15H), en el área de la Muela de Borja se instaló un sistema fluvio-lacustre carbonatado con canales oncolíticos que fluían hacia el este. El sistema incluía extensas áreas palustres con depósitos de tobas, y recibía aportes de áreas fuente locales intracuenca (conglomerados de clastos de calizas terciarias). Tanto por sus facies como por su geoquímica, Vázquez-Urbez *et al.* (2002 y 2003) sugieren que este sistema se implantó ya en condiciones de exorreísmo en la Cuenca del Ebro.

### 1.4.2 Paleontología

En esta sección sólo se recoge una enumeración de trabajos paleontológicos. Para mayor detalle de la identificación, localización, edad y listas faunísticas de estos trabajos véase el capítulo de Bioestratigrafía.

En el área de investigación, los yacimientos de vertebrados que aportan información cronoestratigráfica útil son escasos y, en ocasiones, poco precisos en cuanto a su asignación temporal. Las primeras publicaciones para el sector central de la cuenca son las de Lacarra (1920) en las cercanías de Monteagudo, que se verían ampliadas por las de Ruiz de Gaona *et al.* (1946) y Villalta *et al.* (1946). Más adelante hay que citar los trabajos de Llamas (1959 a), Crusafont y Truyols (1961), Crusafont *et al.* (1966b) y Crusafont y Pons (1969). Mucho más tarde siguen los de Astibia *et al.* (1981, 1984), Astibia (1986), Azanza (1986), Valdés *et al.* (1986), Astibia (1987), Astibia *et al.* (1987), Astibia y Morales (1987), Azanza *et al.* (1988), Pérez (1989) y Daams (1991) en la mitad más occidental del sector, y los de Agustí *et al.* (1985), Pérez *et al.* (1985), Agustí *et al.* (1987), Álvarez Sierra (1987), Álvarez Sierra *et al.* (1987), Agustí *et al.* (1988), Lacomba (1987), Cuenca *et al.* (1989), Pérez (1989), Aldana (1990), Álvarez Sierra *et al.* (1990), Cuenca (1991), Cuenca Bescós y Canudo (1991), Daams (1991), Cuenca *et al.* (1992a) y Agustí *et al.* (1994a) en la mitad más oriental del sector. Finalmente es destacable la labor de síntesis de Cuenca *et al.* (1992b), donde recopilan, organizados temporalmente, los yacimientos de la Cuenca del Ebro.

### 1.4.3 Magnetoestratigrafía

Al igual que en el caso de los antecedentes paleontológicos, los antecedentes de trabajos magnetoestratigráficos realizados en la Cuenca del Ebro se explican en el capítulo de magnetoestratigrafía. Por ello en este apartado sólo se señalan brevemente; para más información

se remite a dicho capítulo.

Los primeros estudios magnetoestratigráficos en la Cuenca del Ebro se realizaron en el sistema fluvial de Huesca por Turner *et al.* (1984) y en el Oligoceno Superior del área del Bajo Cinca por Friend *et al.* (1988-89).

Pocos años más tarde, Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996) trabajaron en la Cuenca de Jaca y en el margen norte de la Cuenca del Ebro, al Sur de las Sierras Exteriores. Su objetivo era proporcionar un marco cronoestratigráfico para explicar la evolución tectosedimentaria de la zona. Los datos de estos autores han sido reinterpretados e integrados recientemente en la magnetoestratigrafía realizada en la misma área por Oliva-Urcia *et al.* (2015).

Volviendo al sector oriental de la cuenca, Barberá *et al.* (1994) y Agustí *et al.* (1994b) comenzaron los trabajos en el límite Oligoceno-Mioceno, que fueron completados por Gomis (1997), Gomis *et al.* (1997), Barberá (1999) y Barberá *et al.* (2001), ampliando, estos dos últimos trabajos, los estudios a todo el Oligoceno.

Taberner *et al.* (1999), basándose en la magnetoestratigrafía realizaron un trabajo multidisciplinar sobre la arquitectura y evolución del relleno del sector suroriental de la Cuenca del Ebro durante el Eoceno.

En el sector central de la cuenca, Pérez-Rivarés *et al.* (2002 y 2004) cubrieron con varias secciones el Mioceno de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, donde establecieron unas primeras dataciones de los límites de UTS.

Jones *et al.* (2004), utilizando datos magnetoestratigráficos, modelizaron la sedimentación sintectónica en el sistema aluvial de Horta-Gandesa (Eoceno-Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro).

Finalmente, Larrasoña *et al.* (2006) han llevado a cabo trabajos en los pisos Ramblense y Aragoniense Inferior de la parte occidental del sector central de la cuenca en las Bardenas Reales (Navarra y oeste de la provincia de Zaragoza).

#### **1.4.4 Dataciones radiométricas**

Las dataciones radiométricas se limitan a un nivel de cenizas volcánicas existente en la parte norte de la Sierra de Alcubierre (Odin *et al.*, 1997). La datación de estos autores fue posteriormente recalculada por van Dam *et al.* (2006), la cual se aproxima más a la obtenida por Pérez-Rivarés *et al.* (2002) a partir de datos magnetoestratigráficos. Para más información sobre estos trabajos consultar el apartado 3.4 *Datos radiométricos*.

### 1.4.5. Cicloestratigrafía

Barberà *et al.* (1996) y Barberá (1999) realizaron un estudio cicloestratigráfico de las secuencias fluvio-lacustres y lacustres del Oligoceno Superior en el sector sureste de la cuenca. El análisis espectral desveló la presencia de periodicidad en el registro estratigráfico, especialmente patente en los intervalos lacustres. Reconocieron la oblicuidad de 41 Ka y el ciclo de precesión de rango corto de 19 Ka, de lo que dedujeron que la organización secuencial de los materiales estudiados se configuró como consecuencia de la influencia de cambios climáticos inducidos por factores orbitales.

Luzón *et al.* (2002) analizaron la influencia de los parámetros orbitales en la sedimentación lacustre de la unidad Torrente de Cinca (Oligoceno-Mioceno). Encontraron que en las facies lacustres centrales se registran ciclos periódicos que pueden representar los ciclos de precesión orbital, mientras que las facies marginales no reflejan ningún tipo de ciclicidad periódica.

Hamer *et al.* (2007) en su estudio sobre los paleosuelos de la sección de Albalatillo, basándose en el estudio magnetoestratigráfico de Pérez-Rivarés *et al.* (2002), sugieren la posible influencia del ciclo de excentricidad de 100 Ka en el desarrollo de los mismos y en las incursiones lacustres.

Recientemente, Valero *et al.* (2014) estudian la cicloestratigrafía del sistema lacustre Oligoceno-Mioceno de Los Monegros a partir de la integración de las magnetoestratigrafías de trabajos anteriores en la Cuenca del Ebro (Gomis *et al.*, 1997; Barberà *et al.* 2001; Pérez-Rivarés *et al.*, 2002, 2004; Jones *et al.*, 2004) y de la sección de Mequinenza, del Oligoceno superior. Revelan la influencia de los ciclos cortos y largos de excentricidad (100, 400 Ka y 2,4 Ma) en la evolución de dicho sistema.

## 1.5 OBJETIVOS

Con los antecedentes expuestos, la magnetoestratigrafía se revela como la herramienta adecuada para datar con alta resolución, en términos de tiempo absoluto, las sucesiones estratigráficas del sector central de la Cuenca del Ebro, y por tanto imprescindible en cualquier estudio sobre dicho sector, y sobre la cuenca en su conjunto, que precise un control temporal detallado. Hay que señalar que para el intervalo que se va a investigar, esencialmente mioceno, la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética posee una excelente calibración que, junto con la alta frecuencia de las inversiones en esta época, permiten confiar en la obtención de dataciones absolutas precisas en el área de investigación.

Así pues, la investigación que se propone tiene los siguientes objetivos:

1.- La determinación de las principales características magnéticas de las facies presentes en el área, así como la identificación de los minerales ferromagnéticos responsables de la magnetización remanente.

2.- El establecimiento de la magnetoestratigrafía de diferentes series locales que abarcan la totalidad de la sucesión miocena aflorante en el sector central de la Cuenca del Ebro y su posterior calibración con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética.

3.- La calibración en tiempo absoluto de las unidades genéticas caracterizadas en este sector de la cuenca en trabajos previos.

4.- La elaboración de correlaciones de alta resolución dentro de las UTS de distintas áreas del sector y, a partir de ellas, contrastar la validez de los modelos sedimentarios propuestos.

5.- La integración tanto de los yacimientos paleontológicos conocidos como de las nuevas localidades que se puedan descubrir en el transcurso de este trabajo, en la cronología magnetoestratigráfica.

6.- El estudio de la periodicidad sedimentaria de los tramos susceptibles de ello y, en su caso, la correlación de los mismos con los parámetros orbitales denominados ciclos de Milankovitch, y por lo tanto conocer si los ciclos climáticos causados por las variaciones orbitales han tenido una influencia estimable en la sedimentación de la cuenca.





# **CAPÍTULO 2**

# **METODOLOGÍA**



## Capítulo 2

# METODOLOGÍA

### 2.1 METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS TECTOSEDIMENTARIO

#### 2.1.1 Introducción

Desde el punto de vista metodológico el análisis de una cuenca sedimentaria se inicia con la división de su relleno, inabarcable como un todo, en diversas unidades.

En los años 70 del siglo XX surgen diferentes metodologías de análisis que propugnan que las unidades que se definan durante la división del relleno de una cuenca, estén ligadas en su génesis a factores de la dinámica terrestre externos a la propia cuenca. Galloway (1989) sistematiza los factores que, con sus variaciones a lo largo del tiempo, dan lugar a la historia de depósito de cualquier cuenca (fig. 2.1). En este esquema el cambio eustático, la subsidencia y la tasa de sedimentación son los factores próximos que dan lugar a las unidades genéticas de relleno. Vail *et al.* (1977) denominaron a estas unidades *depositional sequences* y Galloway (1989) *genetic stratigraphic sequences*.

La *Estratigrafía secuencial*, nacida de los conceptos desarrollados en 1977 por los autores citados, se basó en la Estratigrafía sísmica como herramienta de exploración de cuencas, esencialmente las situadas en márgenes continentales pasivos. Tuvo una amplia aceptación en la comunidad geológica, con el consiguiente desarrollo conceptual posterior en trabajos como los de Vail *et al.* (1984 y 1991), Van Wagoner *et al.* (1987, 1988 y 1991) y Armentrout and Rosen, (2002) sobre la arquitectura de las *depositional sequences* y su aplicación a la historia del cambio eustático y a la exploración de hidrocarburos.

Ahora bien, volviendo al esquema de Galloway (1989) se puede ver que los factores

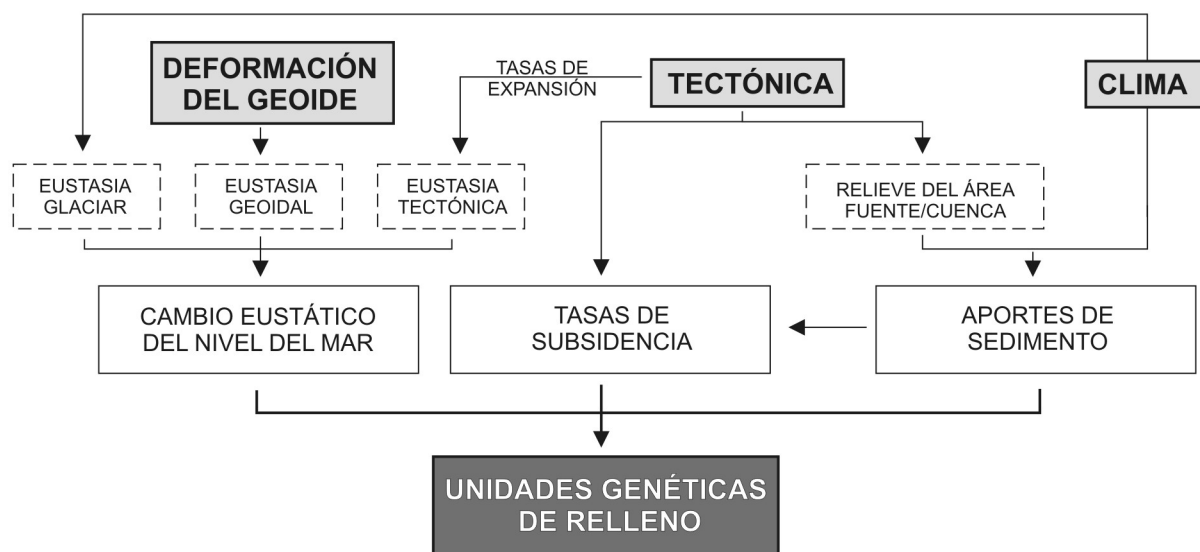


Figura 2.1 Variables que determinan la historia del depósito en una cuenca y la arquitectura de las unidades genéticas (modificado de Galloway, 1989).

primarios que controlan a los factores próximos antes citados (eustasia, subsidencia y aportes) son la tectónica, el clima y las deformaciones del geoide (fig. 2.1):

- el clima influye en la tasa de sedimentación, en la subsidencia a través de la tasa de sedimentación y en el cambio absoluto del nivel del mar a través de la eustasia de origen glacial.

- la tectónica origina subsidencia e influye en el cambio eustático a través de la tasa de expansión de fondos oceánicos, y en el aporte de sedimentos a la cuenca mediante la creación de relieves en el área fuente.

- Las deformaciones del geoide influyen en el cambio eustático pero, a diferencia de la eustasia de origen tectónico y climático, la eustasia geoidal supone ascensos del nivel del mar en unas partes del globo correlativos a caídas en otras.

Con anterioridad al nacimiento de la Estratigrafía secuencial, el estudio de una cuenca de margen activo, la cuenca de antepaís surpirenaica, condujo a Garrido (1973) a establecer un método de análisis de cuencas denominado Análisis tectosedimentario, cuyos conceptos se fueron desarrollando posteriormente (Garrido y Villena, 1977; Garrido firmando como A.G. Megías, 1982), en especial en su enfoque al relleno de cuencas sedimentarias continentales (González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989).

La metodología del Análisis tectosedimentario parte de la idea de que el relleno de una cuenca es la respuesta al ambiente tectónico y climático a que se encuentra sometida dicha cuenca; las variaciones en este ambiente podrían afectar en un principio al conjunto de la cuenca y tendrían respuesta en la dinámica de los sistemas sedimentarios presentes en la misma. Esta respuesta se podría suponer “instantánea a escala de tiempo geológico”, por lo que se podría considerar como el resultado de la coetaneidad de los procesos tectónicos y climáticos con el proceso sedimentario.

Las unidades definidas por esta metodología, Unidades tectosedimentarias o UTS, no son sino la respuesta sedimentaria a una evolución de signo determinado en los factores externos citados, que han condicionado y controlado la evolución de la cuenca, algo que tendrá lugar durante un intervalo de tiempo concreto.

### 2.1.2 El Análisis tectosedimentario: historia y desarrollo

El Análisis tectosedimentario tiene su origen en los conceptos de análisis secuencial de Lombard (1956, 1967) y Delfaud (1972, 1974), pero fue Garrido (1973) quien desarrolló las líneas generales de la metodología en su citado estudio sobre la cuenca de antepaís surpirenaica. Para este autor la unidad o cuerpo tectosedimentario (UTS) era *“la unidad tridimensional, no obligatoriamente homogénea desde el punto de vista litológico, comprendida entre dos discontinuidades sedimentarias notables de extensión no necesariamente isócrona tal que en cualquier sección vertical, el registro del tiempo referido, no a los sedimentos como unidad material de depósito, sino al tiempo absoluto que media (o separa) las dos discontinuidades, es constante”*. Para el autor las discontinuidades sedimentarias, o rupturas, eran fundamentales ya que marcan los límites de las unidades e indicaba que estas discontinuidades estaban relacionadas con el inicio de una pulsación o fase tectónica notable. Según este razonamiento, los materiales que constituyen las unidades tectosedimentarias son el registro depositado en las cuencas entre dos momentos del tiempo geológico en que tienen lugar pulsaciones o fases tectónicas (compresivas o distensivas), materializándose éstas como discontinuidades sedimentarias.

Posteriormente, Garrido y Villena (1977) modificaron el concepto de ruptura relacionando tales límites con cambios o saltos en la paleogeografía de la cuenca, sin que sea ya necesaria su relación unívoca con la tectónica.

A.G. Megías (1982) definió las UTS elementales como *“unidades estratigráficas constituidas por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un intervalo de tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida”*.

Si bien Garrido identificaba *discontinuidad y ruptura sedimentaria*, Pardo *et al.* (1989) argumentaron que estos conceptos son independientes ya que el término *ruptura*, al igual que *discontinuidad*, puede entenderse como interrupción en el registro sedimentario, pero también como romper con la tendencia previa mediante un salto o un cambio de signo en la evolución secuencial dentro de sucesiones estratigráficamente continuas. Para estos autores una ruptura, para ser límite entre UTS, ha de ser reconocible a escala de cuenca, y la evolución secuencial que delimitan ha de ser de escala similar a la de las secuencias de orden superior o ritmos de Delfaud (1972). Tal superficie puede ser una continuidad estratigráfica en toda la cuenca, o una continuidad en áreas centrales correlativa a discontinuidades estratigráficas en los bordes. Establecer una ruptura sedimentaria implica, pues, delimitar dos megasecuencias de distinto signo, o del mismo signo separadas por un salto brusco. Las megasecuencias se originan únicamente por mecanismos alocíclicos y para originar sucesivas megasecuencias dichos mecanismos deben experimentar fases de aceleración y deceleración. Así pues, los mecanismos que originan las rupturas han de tener una variación temporal con inflexiones o discontinuidades de tipo finito.

El Análisis tectosedimentario ha sido el método de trabajo dominante en la división del relleno y la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de los sectores central y occidental de la Cuenca del Ebro, desarrollado en los últimos veinte años (ver *p.ej.*, Villena *et al.*, 1996b; Muñoz *et al.*, 2002 y Pardo *et al.*, 2004). El Análisis tectosedimentario también ha sido aplicado en las cuencas de Madrid (Megías *et al.* (1986), Guadix (Viseras, 1991) y Lorca (Guillén Mondejar, *et al.*, 1994), igualmente ha sido utilizada por los geólogos del petróleo en estudios sobre el Neógeno marino mediterráneo (Soler *et al.*, 1986; Martínez del Olmo *et al.*, 1982) y, de forma implícita en cuanto a metodología, en la Cuenca del Duero (Armenteros *et al.*, 2002) y en las cuencas neógenas postorogénicas béticas (Viseras *et al.*, 2004).

### 2.1.3 Principios y método del Análisis tectosedimentario

El esquema de la fig. 2.1 pone en evidencia que las relaciones entre causas primarias, factores próximos y unidades genéticas de relleno son complejas, por lo que no siempre pueden inferirse qué causas han originado dichas unidades, ni qué importancia ha tenido cada una de ellas a lo largo de la historia del relleno de una cuenca en particular. Sin embargo, en las cuencas continentales puede resultar más viable aislar el factor tectónico y discriminar el factor climático a través del análisis de las facies, además de no existir la incógnita de la eustasia geoidal.

En el caso de que el factor alocíclico dominante sea la tectónica, González *et al.* (1988), enumeran tres tipos básicos de rupturas sedimentarias (fig. 2.2):

- Rupturas de tipo 1, ligadas a cambios en la actividad tectónica de creciente a decreciente. Se reconocen por un cambio de signo, de negativo a positivo (granocreciente a granodecreciente), en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos. En los márgenes activos se evidencian por un cambio de geometrías en *offlap* a geometrías en *onlap*, con desarrollo de una discordancia sintectónica *sensu* Riba (1976).

- Rupturas de tipo 2, ligadas a cambios en la actividad tectónica de decreciente a creciente. Se reconocen por un cambio de signo, de positivo a negativo (granodecreciente a granocreciente), en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos. En los márgenes activos se evidencian por un cambio de geometrías en *onlap* a geometrías en *offlap*. Estas rupturas son continuidades estratigráficas en toda la cuenca.

- Rupturas de tipo 3, ligadas a dos fases de la actividad tectónica decreciente separadas por una aceleración instantánea de la deformación a escala de tiempo geológico. Se reconocen por presentar dos secuencias positivas en *onlap*, pero el *onlap* de la secuencia superior se dispone desplazado hacia el centro de la cuenca. En los márgenes activos se reconocen como discordancias angulares.

Por otra parte, cuando el factor alocíclico dominante es el clima, Pardo *et al.* (1989) postulan dos nuevos tipos teóricos de rupturas en función de la sucesión de etapas de aridez climática (rexiestasia) y etapas húmedas (biostasia) (fig. 2.3):

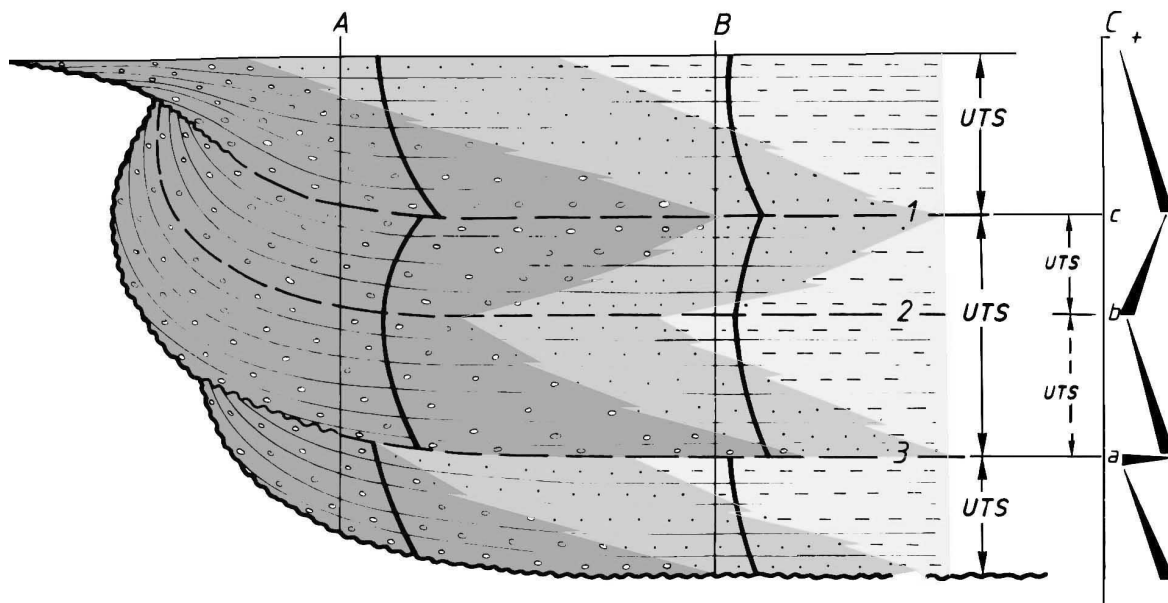


Figura 2.2 Tipos de rupturas sedimentarias originadas en los márgenes activos de las cuencas continentales cuando el factor alocíclico que condiciona el relleno de las cuencas es fundamentalmente la actividad tectónica. 1, 2, 3: tipos de rupturas; a y c: máximos relativos en la velocidad de deformación; b mínimo relativo en la velocidad de deformación (González et al., 1988)

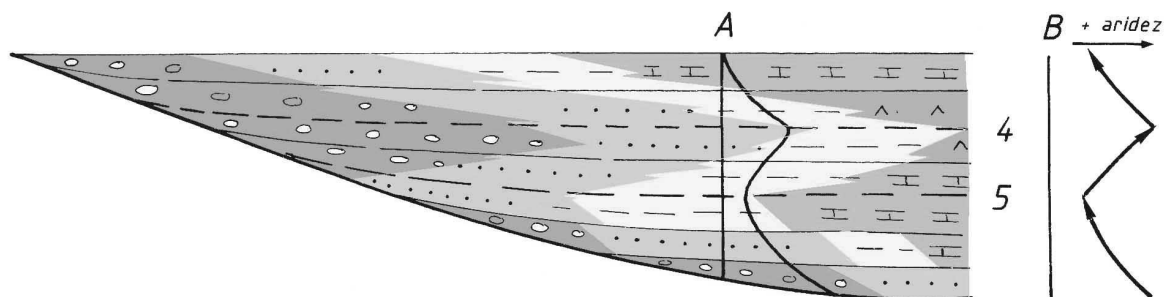


Figura 2.3 Tipos de rupturas que pueden originarse en cuencas continentales cuando el factor alocíclico fundamental que condiciona el relleno es el clima. 4 y 5: tipos de rupturas (Pardo et al., 1989)

- Rupturas de tipo 4, ligadas a un cambio en las condiciones climáticas que pasan de aridez creciente a decreciente. Se reconocen por un cambio de signo, de negativo a positivo, en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos.

- Rupturas de tipo 5, ligadas a un cambio en las condiciones climáticas de aridez decreciente a creciente. Se reconocen por un cambio de signo, de positiva a negativa, en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos.

En un periodo de tiempo en que el factor tectónico sea prácticamente nulo (salvo una subsidencia casi homogénea), es decir, que no se produzca deformación en los márgenes, el único dispositivo geométrico en los mismos será el *onlap*, y estas rupturas relacionadas con el factor clima



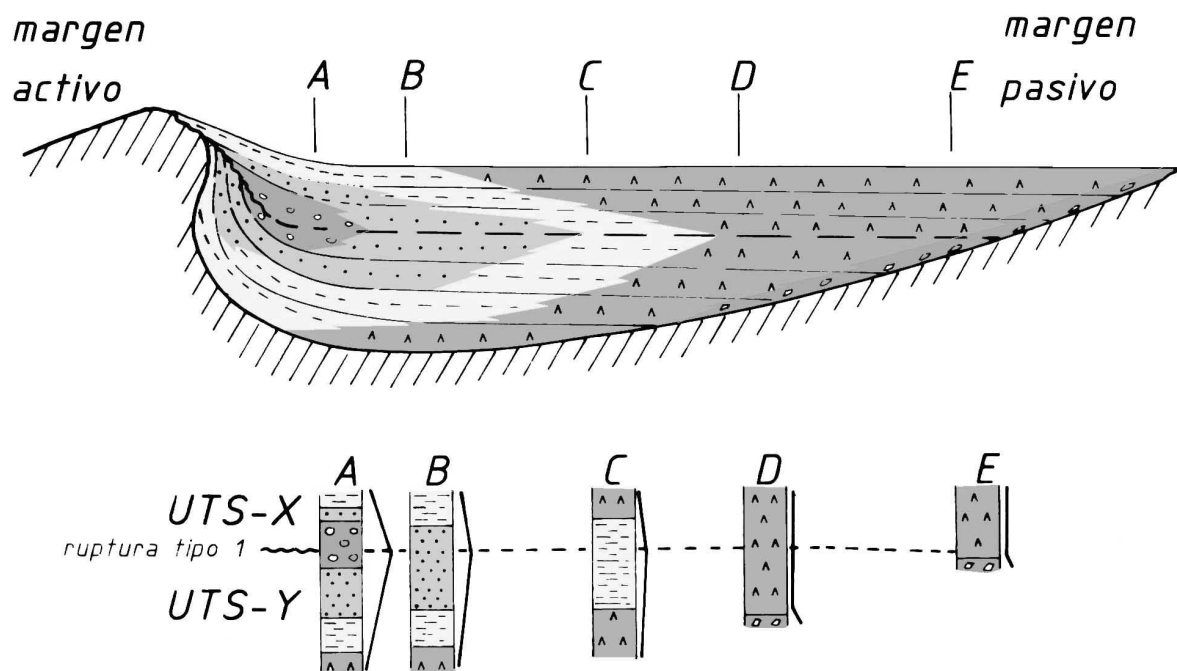


Figura 2.4 Variación de la evolución vertical del relleno sedimentario de una cuenca desde su margen activo hasta su margen pasivo (González, 1989).

serán continuidades estratigráficas en toda la extensión de la cuenca.

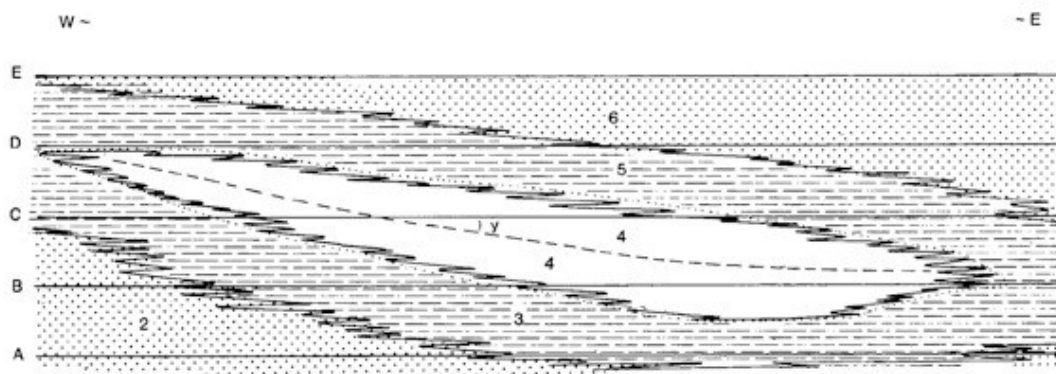
En la práctica, los efectos de un mecanismo alocíclico sobre la sedimentación son perceptibles en áreas más o menos amplias. Por tanto, la extensión de las rupturas, ha de ser, en principio, de la misma escala del área donde los efectos de los mecanismos generadores se perciban, con independencia de la intensidad de los mismos. Sin embargo, la intensidad sí influye en que los valores máximos o mínimos del mecanismo tengan, o no, repercusión en la geometría (*onlaps* y *offlaps*) de las rupturas en los márgenes de las cuencas. De ahí que las discordancias reconocidas en un margen activo no tienen por qué estar presentes en márgenes inactivos de la cuenca (Pardo *et al.*, 1989).

La actividad de los mecanismos se reconoce en los sedimentos correlativos tanto por la evolución geométrica como por la evolución secuencial de los materiales afectados. Este reconocimiento doble permite la correlación de UTS a lo largo de todo el ámbito en que un mecanismo alocíclico actúe simultáneamente. Así, la eustasia glacial podrá dar lugar a unidades genéticas correlacionables en todos los márgenes continentales pasivos. La actividad tectónica dará lugar a unidades correlacionables en áreas con régimen tectónico similar.

La correlación basada en el Análisis tectosedimentario se fundamenta en la semejanza de las características geométricas y evolutivas de las UTS y en la identidad de los tipos de rupturas que las limitan.

Los pasos fundamentales de la metodología son:

- Reconocimiento de la evolución secuencial local, identificando potenciales rupturas sedimentarias.



*Figura 2.5 Representación esquemática de una secuencia oblicua según Riba (1992). A, B, C, D y E representan líneas isócronas; 2, 3, 4, 5 y 6 litofacies. La línea discontinua en la mediana de la facies 4 es una falsa ruptura, no isócrona, inclinada con un ángulo de oblicuidad y con respecto a las líneas isócronas.*

- Caracterización de Unidades tectosedimentarias, para un sector de la cuenca, por una evolución determinada y unos límites rupturales correlacionables a escala de sector.

- Reconocimiento y correlación de rupturas sedimentarias a escala de cuenca. Estas rupturas han de estar generadas por eventos tectónicos y/o climáticos de repercusión *isócrona a escala de tiempo geológico*.

- Definición y cartografía de las UTS para el conjunto de la cuenca.

Hay que tener en cuenta, dado el contexto geológico de este estudio (una cuenca de antepaís), que el reconocimiento de las rupturas en toda su extensión es problemática en zonas alejadas de los márgenes activos, así como en los márgenes pasivos, donde existe continuidad estratigráfica y las facies son litológicamente uniformes, o bien los saltos en la evolución no son aparentes (fig. 2.4). En este sentido, Riba (1989) incidía en la dificultad que encierra el seguimiento de los límites de cualquier unidad genética en aquellos segmentos en que la unidad está limitada por superficies isócronas, lo que no le impidió reconocer que el uso de unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales es una buena herramienta para iniciar el análisis de cuenca.

Los segmentos a que se refiere Riba (1989) son, en su mayoría, las partes centrales de la cuenca. Sin embargo, es en ellas donde se encuentran todas las rupturas que marcan límites entre UTS, ya que en los márgenes, si bien las rupturas son más fáciles de identificar, el registro puede ser discontinuo y es posible no encontrarlas todas. Más adelante, Riba (1992) insistió en las dificultades de la correlación de isócronas con un ejemplo de la Cuenca del Ebro: la diacronía del depósito de los Yesos de Desojo (fig. 2.5), lo que le llevó a plantear el riesgo que existe en la correlación de las secuencias de tipo 2 de González *et al.* (1988), debido a las traslaciones de los depocentros y ejes de surcos sedimentarios en cuencas cerradas de antepaís o de *piggyback*, consecuencia de factores internos o externos a las mismas, como pueden ser los lentos movimientos de subsidencia.

Así pues, el Análisis tectosedimentario, en el sentido expuesto por Garrido (1973) y A.G. Megías (1982), Garrido y Villena (1977), González *et al.* (1988) y Pardo *et al.* (1989), es una

herramienta muy útil, ya que trabaja con unidades con una amplia extensión espacial, cuyas características genéticas internas están generadas por procesos comunes producidos en el mismo intervalo temporal. Su gran ventaja reside en la amplia capacidad de correlación entre áreas alejadas dentro de la cuenca, en particular donde la continuidad física es precaria o inexistente, lo cual permite efectuar el análisis de las cuencas de una manera global con más facilidad. Frente a ello, la posición más precavida de Riba (1989) concluía que *“Da buenos resultados a nivel local. Véanse las tesis recientes de Pérez (1989) y González (1989). Las dificultades radican en las correlaciones a grandes distancias y en el uso que se haga de ellas en las facies continentales pobres en elementos de correlación.”*

En el presente trabajo la magnetoestratigrafía aportará nuevos elementos de correlación, (reclamados también para el Terciario de la Cuenca del Ebro por Santanach, 1989), con los que se tratará de comprobar la isocronía de alguna de las rupturas sedimentarias establecidas previamente, en relación con conformidades, a lo largo del sector central de la cuenca. Para ello se realiza el estudio magnetoestratigráfico de diversas secciones en los tres subsectores de la cuenca, sobre los que Pérez (1984) para el de Borja-Tarazona y Arenas (1993) para los de Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón habían llevado a cabo los primeros estudios estratigráficos con la metodología del Análisis tectosedimentario, a los que siguió el de Vázquez Urbez (2008) para Tarazona-Borja. Además, los resultados obtenidos en esas áreas se compararán con otros trabajos realizados por otros investigadores en el sector central de la cuenca, en que no se utiliza el Análisis tectosedimentario: Larrasoña *et al.* (2006) en las Bardenas Reales y Oliva-Urcia *et al.* (2015) en el margen pirenaico.

## 2.2 METODOLOGÍA BIOESTRATIGRÁFICA

### 2.2.1 Introducción

La bioestratigrafía y la biocronología son una parte importante en el desarrollo de la escala de tiempo geológico (Gradstein *et al.*, 2004). La bioestratigrafía ha resultado una gran herramienta para la datación relativa de las rocas sedimentarias a nivel global. Sin embargo, la zonación basada en faunas continentales se enfrenta a la falta de ubicuidad de la mayoría de los marcadores bioestratigráficos, ya que las barreras intracontinentales y la dispersión de los mamíferos terrestres dan lugar a una gran diferenciación geográfica (provincialismo) de las faunas terrestres en comparación con las faunas marinas (Walsh, 1998). Las zonaciones biocronológicas continentales se basan en la similitud taxonómica y en los estadios evolutivos, y su uso permite asignar una localidad, que presenta taxones en común con las faunas de referencia, a una biozona determinada. Sin embargo, las correlaciones pueden ser poco precisas si la fauna en cuestión se ha encontrado en una localidad lejana al yacimiento de referencia. Por otra parte, en condiciones subaéreas los restos orgánicos tienen una probabilidad mucho menor de preservación que en los medios acuáticos (Murphy, 1994). Las limitaciones en los registros faunísticos continentales hacen que el establecimiento de una escala de tiempo biocronológico sea a veces más factible que el establecimiento de una escala bioestratigráfica, que requiere la situación precisa de las localidades en una sección estratigráfica. Algunos autores han tratado de dar a las escalas biocronológicas un valor estratigráfico (por ejemplo, Steininger, 1999; Agustí *et al.*, 2001). Otros, defienden la biocronología como una herramienta útil para la paleontología de vertebrados y animan a los códigos estratigráficos a tomarla en cuenta (Walsh, 1998; Lindsay, 2003).

### 2.2.2 Unidades bioestratigráficas y biocronológicas

En este trabajo se han usado varios tipos de unidades biocronológicas y bioestratigráficas. A nivel de biozonas se ha utilizado la zonación en MN de Mein (1975) y la biozonación local de Daams y Freudenthal (1981). A un nivel superior se hace referencia a unidades cronoestratigráficas ELMA (European Land Mammal Ages), pero fundamentalmente se emplean los pisos continentales de la escuela hispano-holandesa (fig. 2.6 y 2.7).

#### *Unidades MN (Mein, 1975)*

La zonación biocronológica para el terciario continental europeo más usada es la zonación MN de Mein (1975). Las zonas MN (en origen, *Mediterranean Neogene based on Mammals*) son series de asociaciones de fósiles de mamíferos provenientes cada uno de una única localidad que están ubicadas en una secuencia cronológica sobre la base de su estadio evolutivo, apariciones por migraciones y desapariciones por extinción de taxones específicos. Estas zonas de referencia están numerados de 1 a 17 (las trece primeras para el Mioceno y las cuatro últimas para el Plioceno). La zonación MN es un compromiso entre una verdadera biozonación y una biocronología basada en el estadio evolutivo de los taxones (Bruijn *et al.*, 1992). En estas unidades, la asociación de faunas característica de cada una de ellas ha de mostrar suficientes diferencias con las asociaciones de las unidades adyacentes para que sean reconocibles, y las asociaciones han de ser estables, es decir, no deben tener cambios importantes durante la duración de cada unidad (Mein, 1999).

Ma	MARINE CHRONO-STRATIGRAPHY	ELMAS	MN UNIT	CONTINENTAL STAGE	LOCAL ZONE
0	HOLOCENE				
1	PLEISTOCENE				
2	PLIOCENE	RUSCINIAN VILLAFR.	17	ALFAMBRIAN	Undefined
3			16		
4			15		
5			14		
6	UPPER	TUROLIAN	13	TUROLIAN	M
7			12		L
8			11		K
9	TORTONIAN	VALLESIAN	10	VALLESIAN	J
10			9		I
11	MIOCENE	ASTARACIAN	7/8	ARAGONIAN	H
12					SERRAVALLIAN
13		LANGHIAN	MIDDLE		
14					BURDIGALIAN
15		ORLEANIAN	MIDDLE		
16					AGENIAN
17	AQUITANIAN	BURDIGALIAN	Dc		
18			CHATTIAN	ORLEANIAN	Db
19	OLIGOCENE	BURDIGALIAN			C
20			AGENIAN	RAMBLIAN	B
21	AGENIAN	RAMBLIAN			A
22			AGENIAN	RAMBLIAN	Z
23	AGENIAN	RAMBLIAN			Y
24			AGENIAN	RAMBLIAN	X
25	AGENIAN	RAMBLIAN			W

Figura 2.6 Esquema cronológico del Neógeno de España según Domingo et al. (2007). Las autoras incorporan datos de Daams et al. (1999), Agustí et al. (2001), van Dam et al. (2001), Álvarez Sierra et al. (2003), Gradstein et al. (2004) y Domingo et al (2007). Piacen.: Piacenciense, Gela.: Gelasiense, Auver.: Auverniense, Villafr.: Villafranquiense. Como argumentan las autoras, el ajuste entre las zonas locales y las unidades MN es problemático en la parte inferior de esta escala, porque Daams et al. (1999) utilizaron los trabajos de Krijgsman et al. (1994, 1996), Lévêque (1992), Odin et al. (1997) y contribuciones propias para la calibración de unidades MN, mientras que las autoras utilizaron el de Agustí et al. (2001) y su propio trabajo.

La zonación original se basaba en la distribución temporal de los fósiles; sin embargo Mein (1999) incorpora una calibración magnetoestratigráfica de las zonas que permite una datación mucho más ajustada de sus límites, lo cual, según el autor, “convierte a la escala de MN en una herramienta útil para la correlación con áreas tan distantes como el Norte y el Este de África o incluso China”.

Las unidades MN han sido criticadas por varios motivos. Una crítica es que las localidades de referencia no pertenecen a la misma bioprovincia, y por lo tanto, factores geográficos y

estratigráficos pueden confundirse (Daams y Freudenthal, 1981; de Bruijn *et al.*, 1992; Sen, 1997; Agustí, 1999). En segundo lugar, los taxones seleccionados son heterogéneos (Agustí y Moyà-Solà, 1991). En tercer lugar, la diacronía de los eventos paleobiológicos en distintos puntos de toda Europa (Agustí y Moyà-Solà, 1991; Sen, 1997; Agustí, 1999; van Dam *et al.*, 2001). Finalmente, surgen incongruencias en la utilización de los criterios que definen las unidades MN: en los taxones y asociaciones características y en las primeras apariciones (Agustí y Moyà-Solà, 1991). Sin embargo, pese a que esta zonación ha sido muy controvertida (Daams y Freudenthal, 1981; Aguilar, 1981; Falhbusch, 1991; Agustí y Moyà-Solà, 1991; de Bruijn *et al.*, 1992; Steininger, 1999; Mein, 1999), el sistema propuesto por Mein ha sido una herramienta importante para correlacionar las localidades neógenas europeas y ha permitido un avance enorme en la paleontología de mamíferos europea.

#### *Biozonación local (Daams y Freudenthal, 1981)*

El estudio de la distribución, abundancia relativa, apariciones y desapariciones y estadio evolutivo de los taxones llevó a Daams y Freudenthal (1981) a proponer una serie de biozonas regionales de micromamíferos según se definen en la Guía Estratigráfica Internacional (ISG1, Hedberg, 1976), que denominaron "zonas locales". Posteriormente se establecieron nuevas subdivisiones y modificaciones en la escala de bizonación local (Daams y van der Meulen, 1983; Daams *et al.*, 1987; Daams y Freudenthal, 1988; van der Meulen y Daams, 1992; Daams *et al.*, 1999; van Dam *et al.*, 2001; Álvarez Sierra *et al.*, 2003, van der Meulen *et al.*, 2012). El resultado de las revisiones y modificaciones de las que han sido objeto las biozonas se ha recogido en Daams *et al.* (1999) y en van der Meulen *et al.* (2012). Estas biozonas, que se designan desde la A hasta la M más tres biozonas subyacentes X, Y y Z, se definen en las cuencas de Calatayud y Teruel. El tiempo cubierto por estas biozonas se corresponde con el intervalo que comprende las zonas MN1 a MN13 de Mein (fig. 2.6 y 2.7). Aunque es ampliamente utilizada en España, esta biozonación tiene un significado local, por lo que no es apropiada para su extensión a todo el continente.

#### *Unidades cronoestratigráficas: ELMA y pisos continentales*

Como hemos visto anteriormente, la subdivisión biocronológica continental del Neógeno Europeo en unidades o biozonas ha sido controvertida, pero también a nivel de edades y pisos (Falhbusch, 1976; Bruijn *et al.*, 1992; Sen, 1997; Steininger, 1999).

Las *European Land Mammal Ages* (ELMA) se basan en la sucesión en el tiempo de diversas líneas evolutivas de faunas de mamíferos en Europa Central y occidental; sus límites inferiores se definen por la aparición en Europa de un grupo de mamíferos en particular. Steininger (1999) propone referirse a las unidades Ageniense, Orleaniense, Astaraciense, Vallesiense, Turolense, Rusciniense y Villaniense como *European Land Mammal Mega-Zones* (ELMMZ), cuyo sentido sería bioestratigráfico y podrían ser usadas como escala de correlación de las faunas de mamíferos europeas, como proponían Bruijn *et al.* (1992) con los pisos Ramblense y Aragoniense. Las ELMA son unidades biocronológicas de un rango superior a las MN y representan la suma de varias unidades MN. El Ageniense es la suma de MN1 y MN2, el Orleaniense corresponde a la suma de MN3, MN4 y MN5, y así sucesivamente. Sólo el Vallesiense y el Turolense fueron definidos formalmente como pisos continentales siguiendo las reglas de la ISG1 (Hedberg, 1976). El resto de las ELMA carecen de significado estratigráfico y se definen por el contenido de las faunas de las

unidades MN que incluyen, por lo que las críticas a las unidades MN también se aplican a las ELMA (Fahlbusch, 1991).

En paralelo a la zonación local (Daams y Freudenthal, 1981), la escuela hispano-holandesa definió pisos continentales siguiendo las normativa del ISG1 (Hedberg, 1976). El Aragoniense, definido en la zona Villafeliche (Zaragoza) por Daams *et al.* (1977) y modificado posteriormente por Daams *et al.* (1999), cubría inicialmente el Orleaniense y el Astaraciense. El Ramblense fue definido por Daams *et al.* (1987) en la zona de Navarrete del Río (Teruel), cubriendo originalmente parte del Ageniense, y para ello tuvieron que redefinir el Aragoniense al cambiar el límite inferior de este piso. Así, el Ramblense contenía las biozonas Z y A y el Aragoniense inferior las biozonas B y C (fig. 2.6 y 2.7). El Alfambriense se propuso como un piso continental por Mein *et al.* (1989, 1990) y cubre la unidad ELMA Rusciniense. La similitud de las faunas de mamíferos a nivel de especie no se mantiene a través de amplias zonas geográficas (van Dam *et al.*, 2001), por lo que el valor de estas etapas es reconocida para el suroeste de Europa, pero los nombres Ageniense, Orleaniense, Astaraciense y Rusciniense se mantienen para el resto del continente europeo (Bruijn *et al.*, 1992).

En este trabajo se ha utilizado como esquema biocronológico de referencia el presentado en la figura 2.7. En él se incorporan las Unidades MN de Mein (1975), la biozonación local de Daams y Freudenthal (1981) y los pisos continentales Ramblense (Daams *et al.* (1987) y Aragoniense (Daams *et al.*, 1977) y la escala de tiempo de polaridad geomagnética. Para la elaboración de este esquema se han incorporado datos de Daams *et al.* (1999), Agustí *et al.* (2001), Larrasoña *et al.* (2006), van der Meulen *et al.* (2011) y Gradstein *et al.* (2012).

Durante la realización de la tesis se llevaron a cabo varias campañas de exploración paleontológica en el Mioceno continental de Los Monegros y de las comarcas de Tarazona y Campo de Borja (Exp. 126/99, 011/00 y 217 I/04 del Gobierno de Aragón), con la intención de obtener nuevos datos bioestratigráficos a partir de vertebrados fósiles. Se encontraron nuevos yacimientos de micromamíferos en las sucesiones magnetoestratigráficas estudiadas (Murelaga *et al.*, 2008; Agustí *et al.*, 2011), cuyos datos concretos (situación y fauna) se exponen más adelante, en el apartado 3.2 de Bioestratigrafía.

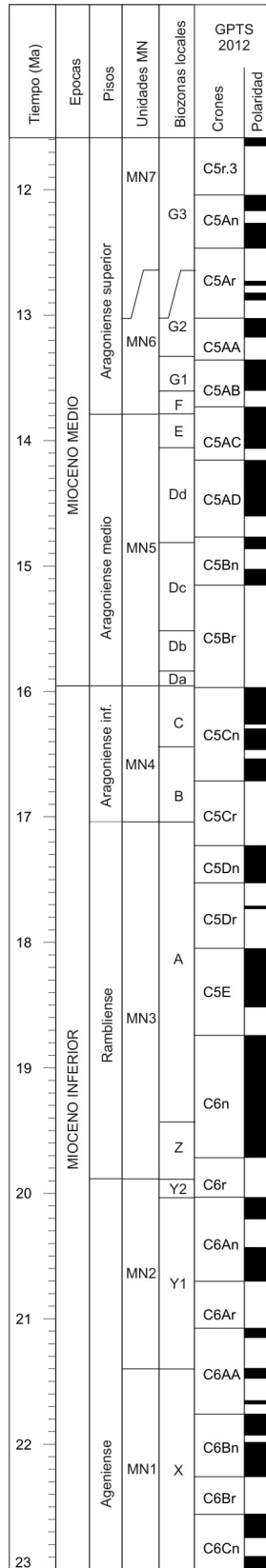


Figura 2.7 Esquema cronológico utilizado para este trabajo. Explicación en el texto.



### 2.3 CONCEPTOS Y METODOLOGÍA EN MAGNETOESTRATIGRAFÍA

#### 2.3.1 Introducción

La magnetoestratigrafía se ocupa del registro estratigráfico de las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre en rocas y sedimentos. Es esencial para la elaboración de escalas de tiempo geológico, para lo cual se relaciona con estudios bioestratigráficos, estratigrafía de isótopos (quimioestratigrafía) y dataciones absolutas (Opdyke y Channell 1996), a lo que habría que añadir más recientemente el *orbital tuning* (Hilgen *et al.*, 1997).

Los estudios magnetoestratigráficos se basan en varios hechos contrastados:

1.- Las rocas tienen la capacidad de adquirir magnetización remanente en el momento de su formación; la magnetización adquirida se denomina primaria y es paralela al campo magnético terrestre presente en ese momento.

2.- El campo magnético terrestre se puede asimilar a un dipolo alineado con el eje de rotación de la Tierra, siempre y cuando promediamos cientos (Opdyke y Henry, 1969) a miles de años (Merrill *et al.*, 1996) con la finalidad de corregir la variación secular.

3.- La mayor parte de las magnetizaciones de polaridad inversa registradas en las rocas responden a estados de polaridad inversa del campo magnético terrestre.

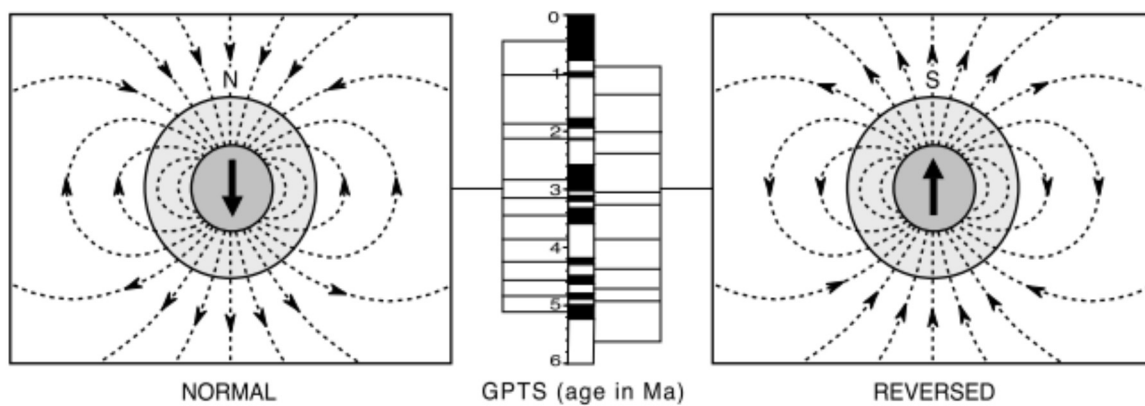
4.- Las inversiones del campo magnético terrestre son globales. Así pues, todas las rocas formadas al mismo tiempo, si tienen capacidad de registrar el campo ambiental, lo hacen con la misma polaridad.

5.- La magnetización que adquiere una roca en el momento de su formación es estable en el tiempo y su registro se puede conservar hasta la actualidad.

En las próximas páginas se exponen algunos aspectos básicos, métodos y técnicas sobre magnetismo de rocas, paleomagnetismo y magnetoestratigrafía (ver por ej.: Collinson 1983; Hailwood 1989; Butler, 1992; Van der Voo, 1993; Opdyke y Channell, 1996; Merrill *et al.*, 1996; Tauxe, 1998; McElhinny y McFadden, 2000; Langereis *et al.*, 2010).

#### 2.3.2 El Campo Magnético Terrestre

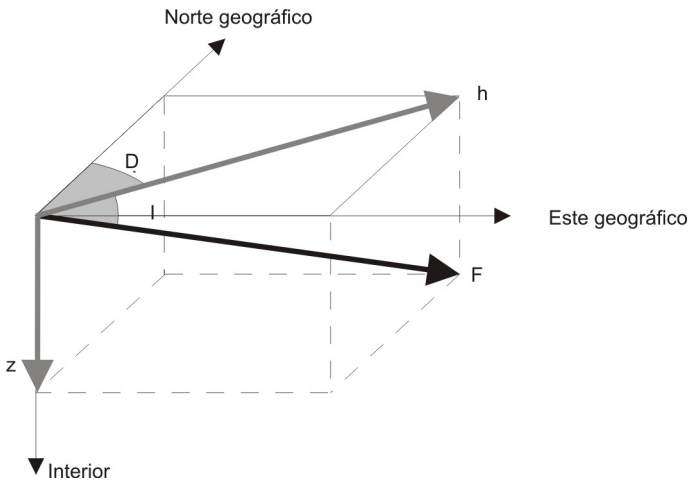
En la actualidad es comúnmente aceptado que el campo magnético de la Tierra se origina en las corrientes convectivas y de Coriolis que se producen en el seno del fluido de níquel-hierro que forma el núcleo externo. Según la teoría de la geodinamo sugerida por primera vez por Larmor (1919), los flujos del núcleo externo son capaces de amplificar, de forma similar a como lo haría una dinamo autoexcitada, un campo axial instantáneo que se puede asimilar a los valores estimados para un dipolo.



*Figura 2.8 Representación esquemática del campo geomagnético de un dipolo geocéntrico axial. Durante el periodo de polaridad normal del campo geomagnético la posición media del polo magnético coincide con el polo norte geográfico, la inclinación del flujo es positiva (dirigida hacia abajo) en el hemisferio norte y negativa (dirigida hacia arriba) en el hemisferio sur. Este comportamiento es opuesto durante la polaridad inversa. En la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS, columna central), los periodos de polaridad normal se representan por intervalos negros y los periodos inversos por intervalos blancos (Langereis et al., 2010).*

El campo magnético terrestre no es constante en el tiempo, sino que varía dentro de un amplio rango temporal, desde pulsaciones o fluctuaciones que pueden durar unos minutos hasta los intervalos entre inversiones magnéticas que duran desde pocos cientos de miles de años hasta 124,5 Ma en el caso del supercrón del Cretácico. Como se ha podido ver en los registros paleomagnéticos, el campo dipolar de la Tierra ha invertido su polaridad varios cientos de veces durante los últimos 160 millones de años (fig. 2.8), y tales inversiones se han revelado irregulares y caóticas. Estas inversiones caóticas se han manifestado también en varias simulaciones numéricas (ver Glatzmaier y Roberts, 1995; o Christensen y Wicht, 2007) e incluso en un experimento de laboratorio donde se usó el flujo turbulento de Von Karman en sodio líquido para simular el núcleo externo de la Tierra (Berhanu et al., 2007). El mecanismo que produce las inversiones no está claro todavía, pero la frecuencia de las inversiones del campo geomagnético podría verse influenciada por diversos factores, como los flujos heterogéneos en el límite núcleo-manto (*core-mantle boundary*, CMB), donde un aumento en la frecuencia de las inversiones se relacionaría con el aumento en la actividad del flujo térmico y viceversa, por lo que una disminución de la actividad del flujo térmico podría ser la causa de la existencia de supercrones (Olson et al., 2010). Courtillot y Olson (2007) y Olson et al. (2013) proponen que, de ser así, la coincidencia en el tiempo de algunos supercrones con grandes extinciones de fauna podrían indicar la relación de las inversiones del campo magnético (y por tanto de la actividad del flujo térmico en el CMB) con variaciones en la convección del manto, ya que estas extinciones podrían estar causadas por flujos basálticos y erupciones producidas por el ascenso de plumas térmicas en el manto. Por otra parte, la distribución asimétrica de los continentes con respecto al ecuador podría producir un aumento en el número de las inversiones del campo magnético terrestre (Pétrélis et al. 2011). Independientemente de las causas, el hecho significativo para la Magnetoestratigrafía es que las inversiones de polaridad del campo terrestre no son periódicas, y esto es lo que le da a su registro secuencial un valor cronoestratigráfico.

El campo geomagnético en cualquier punto de la superficie de la tierra se expresa mediante un vector ( $F$ ) que posee una componente ( $h$ ) en el plano horizontal de referencia, la cual forma un ángulo, llamado declinación ( $D$ ), con el Norte Geográfico. La declinación tiene valores entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$  medidos siempre en el sentido de las agujas del reloj. La inclinación ( $I$ ) es el ángulo que forma el vector magnético con el plano horizontal de referencia (fig. 2.9). Por convención la inclinación es positiva si el vector magnético se encuentra por debajo del plano horizontal de referencial y negativa si se encuentra por encima.



*Figura 2.9 Elementos principales del campo geomagnético. El vector  $F$  representa la intensidad y la orientación del campo geomagnético en un punto,  $h$  es su componente horizontal y  $z$  la componente vertical. El ángulo  $D$  representa la declinación y el ángulo  $I$  la inclinación, ambos ángulos junto con el módulo de  $F$  definen el campo magnético en un punto cualquiera de la superficie terrestre.*

### 2.3.3 Magnetización remanente natural

Cuando una roca se ve sometida a la presencia de un campo magnético externo se produce una magnetización en función de la susceptibilidad magnética de los minerales que la componen. La susceptibilidad magnética de los minerales está influenciada por la forma, el tamaño, la anisotropía magnética, el porcentaje por unidad de volumen y la interacción magnética entre los distintos minerales de la roca. La magnetización de un mineral es estadísticamente coherente con el campo magnético, de forma que la resultante de los momentos magnéticos es paralela al campo. Cuando el ordenamiento adquirido al aplicar el campo se mantiene aunque éste se retire (histéresis magnética), el mineral se considera ferromagnético. En el ciclo de histéresis de un mineral (fig. 2.10) se alcanzan ciertos valores, como la saturación magnética o la fuerza coercitiva (coercitividad) que son distintivos de cada mineral y por tanto muy útiles para su identificación y estudio de su comportamiento (tabla 2.1). Por otra parte, la magnetización de saturación decrece conforme aumenta la temperatura y llega a ser cero al alcanzar la temperatura de desbloqueo, la cual también es característica de cada mineral (tabla 2.1).

Cuando un mineral ferromagnético adquiere una magnetización paralela al campo magnético al que está sometido, esa situación no es permanente. Con el tiempo, los momentos magnéticos de los granos del mineral ferromagnético se reorientarán paralelos al nuevo campo al que estén sometidos. A este valor se le denomina tiempo de relajación ( $\tau$ ), y depende tanto de la temperatura absoluta y del campo externo, como de factores característicos del mineral, como el volumen y tipo de dominio magnético (Hubert and Schäfer, 1998), la magnetización de saturación y

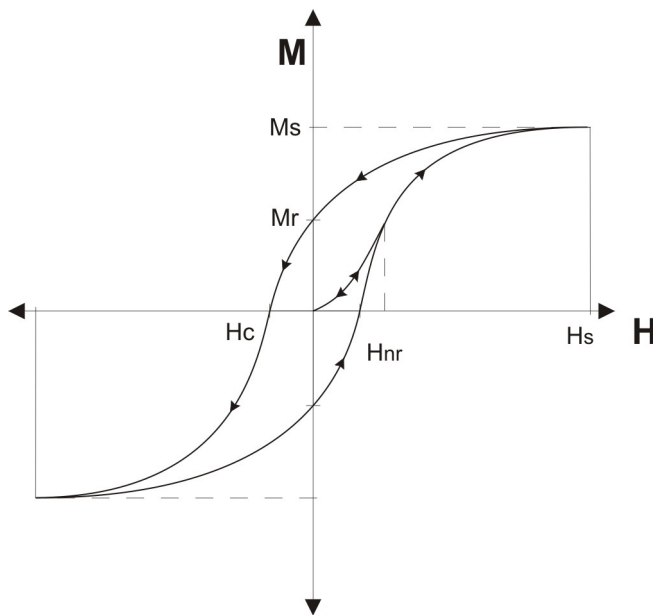


Figura 2.10 El ciclo de histéresis de un mineral ferromagnético. Cuando a una sustancia ferromagnética, desmagnetizada previamente, se le aplica un campo magnético ( $H$ ), ésta adquiere una magnetización ( $M$ ) que aumenta conforme aumenta la intensidad del campo aplicado. Esta magnetización es reversible hasta alcanzar el valor de campo no reversible ( $H_{nr}$ ). A partir de este valor, cuando se retire el campo parte de la magnetización no desaparecerá, esta magnetización se denomina magnetización remanente ( $M_r$ ). En el caso de que la intensidad del campo siga aumentando llegará un momento en que la magnetización no aumentará más aunque el campo alcance mayores valores que  $H_s$ , este valor de magnetización es la magnetización de saturación ( $M_s$ ). Cuando el campo es retirado, la sustancia mantendrá la magnetización remanente de saturación, la cual sólo desaparecerá totalmente cuando la sustancia se vea sometida a un campo contrario al primero y de una intensidad determinada, denominada fuerza coercitiva ( $H_c$ ).

Mineral magnético	Coercitividad máxima (Teslas)	Temperatura de desbloqueo máxima (°C)
Magnetita	0.3	580
Maghemita	0.3	~350 a 675*
Pirrotita	0.5 a 1	325
Hematites	1.5 a 5	675
Goethita	>5	80 a 120

Tabla 2.1 Coercitividad y Temperatura de desbloqueo máximas de algunos minerales magnéticos más comunes (modificado de McElhinny y McFadden, 2000). \* Como a temperaturas por encima de los 250°C se produce hematites a costa de la maghemita, la temperatura de Curie es difícil de determinar; O'Reilly (1984) la sitúa alrededor de 350°C, Opdyke (1996) alrededor de 640°C y en McElhinny y McFadden (2000) entre 590 y 675°C.

la fuerza coercitiva. Hablaremos pues de una magnetización estable cuando su tiempo de relajación sea lo suficientemente grande como para retener su orientación original.

Aunque el campo magnético terrestre es un campo magnético débil (79.6 A/m,  $10^{-4}$  Tesla), su presencia es suficiente para que los minerales ferromagnéticos puedan adquirir una magnetización. Por lo tanto un campo magnético terrestre anterior al actual puede haber quedado registrado en el momento de formación de las rocas que contengan este tipo de minerales; lo más habitual es que sean óxidos, hidróxidos o sulfuros de hierro (tabla 2.1). A esta magnetización se le denomina magnetización primaria. Pero desde su formación hasta la actualidad los minerales

pueden adquirir nuevas componentes magnéticas que se sumarán a la magnetización primaria. A estas nuevas componentes se les denomina magnetización secundaria y a la suma de ambas magnetización remanente natural (NRM, *natural remanent magnetization*).

Los procesos de magnetización de las rocas que operan en la naturaleza son diversos:

La adquisición de una magnetización remanente térmica (TRM, *thermoremanent magnetization*), tiene lugar cuando un mineral, que ha estado por encima de su temperatura de Curie, se enfría hasta quedar por debajo de la temperatura de bloqueo ( $T_b$ ). La temperatura de Curie marca el límite a partir del cual la agitación térmica de las partículas de un mineral ferromagnético domina sobre la energía de interacción de sus átomos, y por tanto se inhibe la tendencia a ordenar sus momentos magnéticos paralelamente al campo magnético externo al que están sometidos. Una vez que el mineral se enfría, descendiendo su temperatura por debajo de la de Curie, la agitación térmica ya no será dominante y los momentos magnéticos se ordenarán solidariamente al campo externo. Seguidamente, cuando en su enfriamiento el mineral descienda por debajo de su temperatura de bloqueo, los momentos magnéticos quedaran fijados o “bloqueados” en esa orientación. La temperatura de bloqueo es ligeramente inferior a la de Curie, y el valor de ambas es específico de cada mineral.

La magnetización remanente química (CRM, *chemical remanent magnetization*) se produce por debajo de la temperatura de bloqueo. En este caso la causa de la reordenación de los momentos magnéticos es la formación de nuevos minerales ferromagnéticos mediante la alteración de minerales preexistentes o precipitación a partir de soluciones. La adquisición de la CRM se produce cuando los cristales del nuevo mineral superan un determinado volumen crítico.

En la magnetización remanente detrítica (DRM, *detrital remanent magnetization*), los elementos que se orientan son los granos minerales ferromagnéticos de origen detrítico que se incorporan a un sedimento en el momento del depósito. Estos granos, de óxidos de hierro principalmente, ya habían adquirido una magnetización primaria en la formación de otra roca que posteriormente fue desmantelada. En las condiciones apropiadas, el origen de los granos magnéticos puede ser biológico, formados por bacterias que generan cadenas de minerales magnéticos intracelularmente (magnetita o greigita principalmente, Blakemore, 1975; Mann *et al.*, 1990), los cuales pueden tener la suficiente estabilidad para poder ser utilizados para estudiar las variaciones del campo geomagnético (Frankel *et al.*, 1998; Vasiliev *et al.*, 2008).

Los granos minerales ferromagnéticos de origen detrítico se alinean estadísticamente con el campo magnético ambiental. No todos los granos logran orientarse debido a la dinámica del medio de depósito, pero los granos que no lo hacen se depositan de forma aleatoria y, en conjunto, su señal magnética tiende a anularse. Esto implica que la DRM puede adquirirse en el mismo momento del depósito de los granos ferromagnéticos, sin embargo la magnetización también se adquiere después del depósito, mientras el sedimento todavía está saturado en agua pero la fracción más fina de los minerales ferromagnéticos todavía tiene libertad de girar y orientarse con respecto al campo magnético ambiental. Además, tras la compactación y evacuación del agua que empapa el sedimento se produce también una fijación de la orientación magnética de los granos que puede preservar la orientación del campo magnético ambiental. Por otra parte, tanto antes como durante la fase de diagénesis, se pueden formar minerales ferromagnéticos cuya orientación magnética

coincidirá con la del campo ambiental de ese momento y que contribuirán a la adquisición de una magnetización remanente química post-deposicional. En función del desfase temporal entre la magnetización sinsedimentaria y la magnetización post-deposicional, puede darse el caso que éstas registren polaridades opuestas.

Así pues, las rocas con componentes ferromagnéticos adquieren una magnetización remanente natural primaria estable en el momento de su formación. Sin embargo estas rocas pueden verse sometidas a procesos químicos, tectónicos, de enterramiento o a la proximidad de una intrusión magmática, que produzcan nuevas magnetizaciones que se sumen a la magnetización primaria. A la suma de estas magnetizaciones posteriores la denominamos magnetización secundaria.

Especialmente importante es la magnetización remanente viscosa (VRM, *viscous remanent magnetization*). La VRM la adquieren granos ferromagnéticos con tiempos de relajación muy cortos por exposición a campos magnéticos débiles. Esta magnetización se adquiere gradualmente, y en ausencia de campo magnético se pierde también de una forma gradual. La VRM producida por el campo magnético actual es una constante en la NRM de la mayoría de las rocas.

Denominamos magnetización remanente isoterma (IRM, *isothermal remanent magnetization*) a la magnetización remanente que se produce por una exposición a un campo magnético fuerte, durante un corto periodo de tiempo y a temperatura constante. Esta se puede producir en laboratorio, o en la naturaleza por impactos de rayos.

Normalmente la magnetización primaria es más estable que las magnetizaciones secundarias, pero existen casos en los que no es así, por lo que se introduce el término magnetización característica (ChRM, *characteristic remanent magnetization*): la ChRM es la componente de la NRM de mayor estabilidad.

### 2.3.4 Escala de tiempo de polaridad geomagnética

La unidad básica en magnetoestratigrafía es la unidad de polaridad magnética o magnetozona (ISSC, 1979). Las unidades de polaridad magnética son conjuntos de estratos caracterizados por una polaridad magnética homogénea, que les permiten ser diferenciados de los estratos adyacentes. El periodo de tiempo que cubre una magnetozona se denomina magnetocron o, simplemente, cron. Cande y Kent (1992) desarrollaron una nomenclatura que ahora se utiliza como estándar de denominación de los cronos. Existen magnetozonas y cronos de polaridad magnética normal (con la misma polaridad que el campo actual) y unidades de polaridad inversa (polaridad opuesta a la del campo actual).

La construcción de la escala de tiempo de polaridad geomagnética se basa en dos registros diferentes: el patrón de anomalías magnéticas de la corteza oceánica y el registro magnetoestratigráfico. Desde la década de 1950 se conoce la existencia de anomalías magnéticas lineales, paralelas a las dorsales oceánicas (Cox *et al.*, 1963; Heirtzler *et al.*, 1968) que hoy se asocian a la magnetización remanente de la corteza oceánica. Esta remanencia, generalmente simétrica en ambos lados de la cresta de la dorsal, se adquiere durante el proceso de expansión del

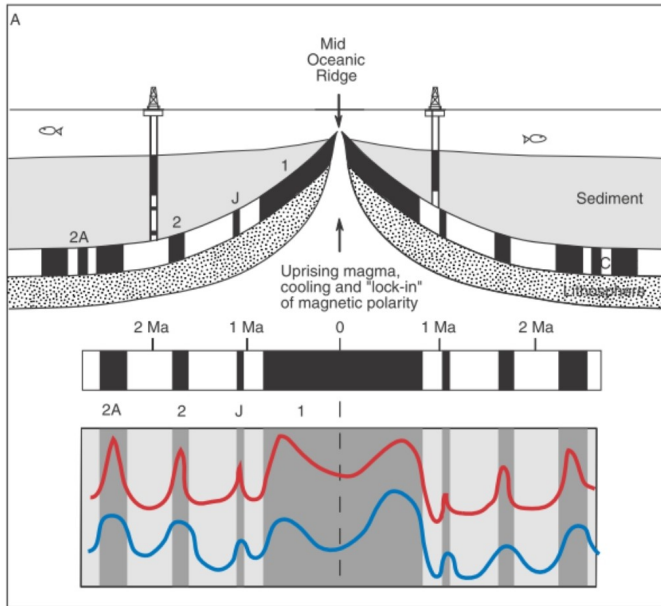


Figura 2.11 Formación de las anomalías magnéticas durante la expansión del fondo marino. La corteza marina se forma en la cresta de la dorsal, y mientras se expande se va cubriendo de una capa cada vez más gruesa de sedimentos marinos. Los bloques negros (blancos) de corteza oceánica representan la polaridad normal (inversa) original de la magnetización remanente térmica (TRM) adquirida durante el enfriamiento de la dorsal. Los bloques negros y blancos en los testigos de los sondeos representan polaridad normal e inversa de magnetización remanente detrítica (DRM) adquirida durante el depósito de los sedimentos marinos (Langereis et al., 2010).

fondo marino. Cuando las rocas volcánicas emplazadas en el eje de la dorsal se enfrían por debajo de la temperatura de Curie de sus minerales ferromagnéticos, adquieren una termorremanencia en la dirección y polaridad del campo geomagnético ambiental del momento (fig. 2.11). Este registro, combinado con resultados magnetoestratigráficos, bioestratigráficos y radioisotópicos de sedimentos de aguas profundas y secciones continentales, ha permitido desarrollar escalas de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS) cada vez más precisas (LaBrecque et al., 1977; Cande y Kent, 1992; Berggren et al., 1995; Cande y Kent, 1995). La aportación más reciente a la construcción de la GPTS proviene del *tuning* orbital del registro sedimentario (escala de tiempo de polaridad astronómicamente calibrada, APTS; Hilgen et al., 1997). Se ha desarrollado la APTS del Neógeno (Lourens et al., 2004) y la del Triásico Superior (Kent y Olsen, 1999; Olsen y Kent, 1999). La característica principal de la APTS es que la edad de cada inversión se determina directamente, en lugar de interpolar entre puntos de calibración radioisotópicos como ocurre con la GPTS.

Las inversiones del campo magnético terrestre son globales: rocas de la misma edad adquieren una magnetización (primaria) de igual polaridad. Esto hace que la escalas de tiempo de

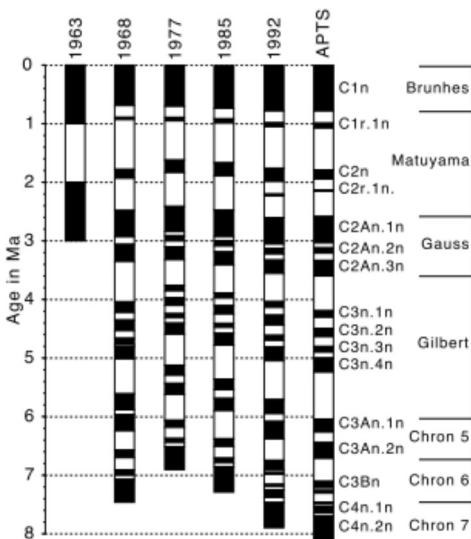


Figura 2.12 Desarrollo de la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS) durante los últimos cincuenta años. La asunción inicial de un comportamiento periódico (Cox et al., 1963) fue pronto abandonada conforme nuevos datos estuvieron disponibles. La primera GPTS moderna basada en patrones de anomalías magnéticas marinas fue establecida por Heirtzler et al. (1968). Subsiguientes revisiones de LaBrecque et al. (1977), Berggren et al. (1985), Cande, Kent (1992) muestran un control temporal mejorado y una resolución incrementada. En la escala de tiempo de polaridad magnética astronómicamente calibrada (APTS) cada inversión es exactamente datada (p. ej.: Hilgen et al., 1997). Los intervalos negros y blancos significan polaridad normal e inversa respectivamente (Langeris et al., 2010).



polaridad magnética (GPTS, APTS) creadas a partir de los registros geológicos y astronómicos sean una herramienta de carácter global (fig. 2.12) y permiten correlacionar a través de ella sucesiones magnetoestratigráficas locales.

### 2.3.5 Procedimientos magnetoestratigráficos

Un estudio magnetoestratigráfico supone el seguimiento de un determinado número de pasos básicos. En primer lugar, la recogida y orientación *in situ* de las muestras. Seguidamente la medida de la magnetización remanente natural (NRM) y el aislamiento de la magnetización remanente característica, para lo cual es necesaria la desmagnetización progresiva de la muestra para la discriminación de las distintas componentes magnéticas. Después calcular la dirección de la componente característica y los polos paleomagnéticos virtuales. Por último, deben presentarse los datos de una forma significativa y sujetos a análisis estadísticos (Fuller, 1987).

#### Muestreo

En este trabajo se ha adoptado un protocolo de muestreo donde el intervalo entre estaciones establecido ha sido de 1 metro para los tramos de sucesión donde la accesibilidad, la intensidad de meteorización, las propiedades mecánicas y la naturaleza litológica lo han permitido. Se ha establecido una preferencia por litologías lutíticas frente a carbonatadas, por su mayor riqueza en minerales ferromagnéticos. En cada estación se han extraído entre dos y cuatro muestras orientadas, de forma que una vez cortadas se ha podido obtener cilindros de 2.2 cm de altura y 2.5 cm de diámetro. Para ello se ha utilizado un orientador de muestras de duraluminio y bronce que cuenta con un inclinómetro al que se le fija una brújula (fig. 2.13). De esta forma cada muestra queda caracterizada espacialmente con dos parámetros, azimuth e inmersión, que junto con el

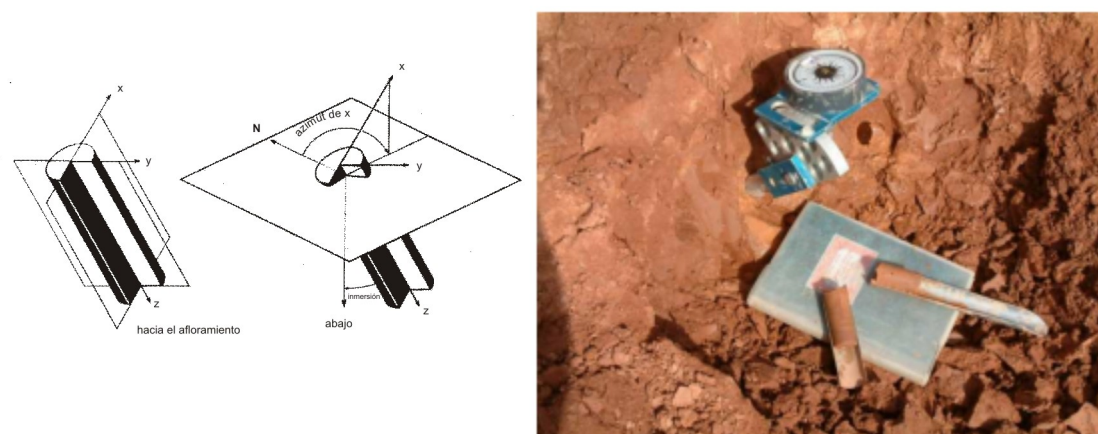


Figura 2.13 Orientador de muestras para paleomagnetismo. Sistema de orientación de muestras obtenidas mediante el uso de un taladro. El dibujo de la izquierda representa la muestra o testigo *in situ*. El dibujo de la derecha representa la relación angular entre la muestra y nuestro sistema de orientación. El eje z apunta hacia el afloramiento y marca el sentido de la muestra, los ejes x e y se sitúan en un plano vertical y horizontal, respectivamente, en referencia a la muestra. El acimut se mide, en sentido horario, respecto a la proyección de x en la horizontal y la inmersión es el ángulo que forma z con la vertical (Butler, 1992).



sentido del eje de la muestra genera un sistema de referencia inequívoco en el que referenciar los datos que se obtendrán después en el laboratorio. Para la obtención de las muestras se han utilizado taladros eléctricos y de gasolina, a los que se incorporó una broca cilíndrica hueca (cuerpo de acero inoxidable y cabeza de diamante de 2.5 cm de diámetro interior) refrigerada por agua.

### *Susceptibilidad magnética*

La susceptibilidad magnética (K) es una constante adimensional que indica la relación entre la magnetización inducida en un determinado mineral y el campo magnético externo (tabla 2.2). La susceptibilidad inicial (por unidad de volumen) ha sido el primer parámetro que se ha evaluado. Para ello se ha utilizado un magnetómetro Kappabridge KLY-2 (Geofyzika Brno). La susceptibilidad de cada muestra se ha medido en quince direcciones distintas (Jelinek, 1981) para poder obtener la anisotropía magnética. De esta forma se ha obtenido el elipsoide de susceptibilidad que queda definido por los tres ejes ortogonales:  $k_{\max}$ ,  $k_{\text{int}}$  y  $k_{\min}$  ( $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$ , respectivamente). A partir de estos tres elementos se han calculado los parámetros del elipsoide: lineación (L), foliación (F) y factor de anisotropía (P):

$$\begin{aligned}L &= k_{\max} / k_{\text{int}} \\F &= k_{\text{int}} / k_{\min} \\P &= k_{\max} / k_{\min}\end{aligned}$$

Para el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS, *anisotropy of magnetic susceptibility*) hemos utilizado dos parámetros que se derivan de los anteriores: el factor de anisotropía corregido (P'), y la simetría de forma (T):

$$\text{Ln}(P') = \sqrt{2(\ln(k_{\max}/k))^2 + (\ln(k_{\text{int}}/k))^2 + (\ln(k_{\min}/k))^2)^{1/2}}$$

$$T = 2 \frac{\ln k_2 - \ln k_3}{\ln k_1 - \ln k_3}$$

P' es una variación de P para que incluya también  $k_{\text{inter}}$ , por lo que es un parámetro más apropiado para expresar la AMS cuantitativamente. T es un parámetro que describe la AMS cualitativamente y combina la lineación y la foliación en un solo parámetro de la siguiente manera:

$$T = \frac{(\ln L - \ln F)}{(\ln L + \ln F)}$$

También se ha medido la susceptibilidad durante la rutina de desmagnetización térmica para monitorizar los cambios de mineralogía magnética provocados por la exposición a altas temperaturas, como medida de control de calidad en las medidas de NRM. Las magnitudes y forma de los elipsoides de AMS representan la anisotropía de la suma vectorial de las susceptibilidades de los diferentes minerales que componen cada muestra. Los elipsoides de AMS representan la fábrica de la roca, por lo que pueden reflejar la orientación preferente de las partículas al sedimentarse, así

Mineral	Susceptibilidad (masa) inicial ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )
Cuarzo (diamagnético)	-0.62
Carbonato de calcio (diamagnético)	-0.48
Biotita (paramagnético)	79
Ortopiroxenos (paramagnético)	50
Hematites (ferromagnético parásito)	60-600
Magnetita (ferrimagnético)	$5.7 \times 10^4$

*Tabla 2.2 Susceptibilidad inicial respecto a la masa de diversos materiales con comportamientos magnéticos diversos (modificado de Collinson, 1983).*

como la deformación posterior resultante de los esfuerzos a los que las rocas están sometidas tras su formación. La fábrica magnética se puede representar en diagramas de Jelinek que expresan la AMS cuantitativa y cualitativamente (Jelinek, 1981). Para ello se usan los parámetros P' y T: P' se representa a lo largo del eje horizontal ( $1 < P'$ ) y la simetría de forma (T) se representa en el eje vertical ( $-1 < T < 1$ ). Todas las formas prolatas tiene valores negativos, el elipsoide triaxial tienen valor 0 y los elipsoides oblatos tienen valores entre 0 y 1.

#### *Magnetización remanente natural*

La magnetización remanente natural consiste en la suma de la magnetización primaria y las magnetizaciones secundarias que la roca haya podido acumular a lo largo de su historia geológica. A esta magnetización se le pueden sumar otras magnetizaciones de tipo viscoso que se hayan podido inducir durante el transporte, almacenamiento y manipulación en el laboratorio de las muestras. Para poder aislar la magnetización primaria se puede someter a las muestras a procesos de desmagnetización para eliminar las componentes secundarias no deseables. Durante la rutina de desmagnetización progresiva (Irving *et al.*, 1961), las muestras se someten a diferentes valores de temperatura o de campos magnéticos alternos en una situación de ausencia de campo magnético ambiental. Tras cada paso de desmagnetización se mide la dirección y la intensidad de la magnetización remanente que todavía perdura en las muestras, lo que dará un patrón característico de la NRM de cada muestra que podremos analizar posteriormente.

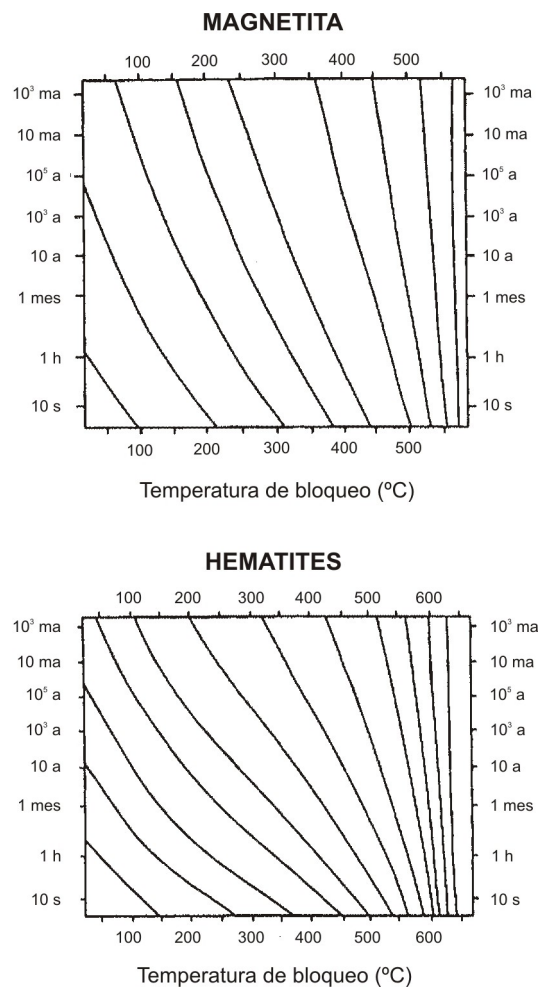
La desmagnetización por campos alternos consiste en la aplicación de campos magnéticos de amplitudes progresivamente menores sobre una muestra que se hace rotar simultáneamente respecto a tres ejes mutuamente ortogonales. De esta forma los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas se orientan aleatoriamente. Así pues, aplicando campos cada vez más intensos se van anulando progresivamente las componentes con coercitividad más baja, que normalmente son las secundarias, hasta aislar la componente característica. Para la aplicación de esta técnica hemos utilizado un desmagnetizador de campos alternos GSD-5 de Schonstedt. La desmagnetización por campos alternos se ha utilizado en un número limitado de muestras, ya que la desmagnetización térmica ha dado mejores resultados en la desmagnetización progresiva de las muestras.

La desmagnetización térmica (fig. 2.14) ha sido la técnica predominante en las rutinas de desmagnetización. Se ha sometido a las muestras a unas rutinas de calentamiento/enfriamiento en pasos de temperatura ascendente hasta alcanzar la temperatura de bloqueo del mineral más estable térmicamente (la hematites puede tener temperaturas de bloqueo de hasta 675° C; Irving, 1964). Los intervalos de temperatura han diferido según el tipo de facies de las muestras, aunque habitualmente se ha medido la NRM residual en rutinas que comienzan con pasos cada 100 o 50°C, que progresivamente se han ido reduciendo a pasos de 10 o incluso 5°C en los estadios finales de las rutinas.

Al igual que los equipos de desmagnetización por campos alternos, los hornos para desmagnetizar muestras térmicamente están blindados con una aleación de alta permeabilidad magnética ( $\mu$ -metal) y están manufacturados con materiales no inductores magnéticamente. Tanto el calentamiento como el enfriamiento se han llevado a cabo en el interior del equipo, donde están protegidos del campo ambiental. En este caso se han utilizado dos modelos de desmagnetizador térmico, MMTD80 y TSD-1 (Schonstedt).

Para la medida de la NRM residual en cada paso de la rutina de desmagnetización se han utilizado dos modelos de magnetómetro superconductor para rocas, 2G Enterprises y GM400. Ambos modelos son magnetómetros superconductores criogénicos con tres SQUIDs (*Superconducting Quantum Interference Devices*).

El método estándar de representación de los resultados de la desmagnetización progresiva de la NRM de una muestra son los diagramas de desmagnetización ortogonal o diagramas de Zijderveld (Zijderveld, 1967). Este tipo de proyección surge de la necesidad de poder representar vectores, orientados en las tres dimensiones del espacio (sumatorio de todas las componentes de la NRM), en un plano que sólo cuenta con dos dimensiones. Así pues, lo que se hace es representar la proyección de los vectores sobre dos planos ortogonales simultáneamente. La proyección sobre el plano horizontal permite visualizar la declinación del vector, mientras que la proyección sobre el



*Figura 2.14 Diagramas que relacionan la temperatura de bloqueo con el tiempo de relajación para poblaciones de magnetita de pseudo-monodominio y hematites, ilustrando cómo las altas temperaturas alcanzadas en la escala de tiempo del laboratorio (aprox. 1 hora) pueden desbloquear magnetizaciones estables en la escala de tiempo geológico (Pullaiah et al., 1975).*

plano vertical ofrece una vista aparente de la inmersión, o inclinación, del vector. Ambos planos tienen un eje en común en los diagramas de Zijdeveld, de forma que normalmente el eje horizontal representa la dirección Norte-Sur (S-N) y el eje vertical representa al mismo tiempo la dirección Este-Oeste y el eje Z (vertical) (W/up-E/down). En algún caso las direcciones cardinales pueden haberse intercambiado por razones de claridad en la representación de los vectores de la NRM, de forma que el eje de abscisas represente la dirección Este-Oeste (E/W) y el otro eje la dirección Norte-Sur y la dirección Arriba-Abajo (N/up-S/down). En los diagramas de Zijdeveld sólo se representa la proyección del extremo final de los vectores obtenidos en cada paso de la desmagnetización, es decir, sólo se representa puntos cuya posición respecto a los ejes indica su orientación y la distancia al origen representa la intensidad de los mismos. Cada vector está representado por dos puntos: uno es la proyección del vector en el plano horizontal (círculos rellenos) y el otro la proyección en el plano vertical (círculos sin relleno). Cada serie de puntos se une por líneas que representan la trayectoria de desmagnetización, desde el paso más bajo hasta el más alto de la rutina establecida. Los diagramas de Zijdeveld vienen acompañados de un diagrama en dos dimensiones donde en el eje horizontal se representa la temperatura y en el eje vertical la intensidad de magnetización, de forma que el resultado es una curva que representa la variación de la intensidad conforme la muestra va siendo sometida a la rutina de desmagnetización térmica.

Una vez aislada la componente primaria (ChRM) de la magnetización remanente con la rutina de desmagnetización, se procede a la determinación de la dirección que mejor se ajusta a los puntos obtenidos con la misma. Para ello se utiliza la metodología de Kirschvink (1980) que se basa en el análisis de las componentes principales (ACP) y que busca la proyección según la cual los datos queden mejor representados en términos de mínimos cuadrados; además se calcula la desviación angular máxima para determinar la precisión de la determinación. El método permite tres formas distintas de tratar el origen del vector que representa la componente primaria; en nuestro caso hemos optado, en la mayoría de los casos, por forzar que la dirección calculada pase por el origen.

La ChRM de las poblaciones de muestras de cada sección se ha representado en proyecciones estereográficas equiareales. Las proyecciones representan la declinación e inclinación de las componentes características de las muestras de primera calidad. A partir de las direcciones características se ha calculado una dirección media para cada polaridad, un indicador de la dispersión de las direcciones y un límite de confianza para el error de la media calculada (Fisher, 1953). La dirección media la hemos obtenido mediante la suma vectorial de las direcciones. La dispersión se ha expresado por el parámetro k:

$$k = \frac{N - 1}{N - R}$$

donde N es la suma de los módulos de las direcciones y R el módulo del vector resultante de su suma vectorial; cuanto mayor es el parámetro k menor es la dispersión de las direcciones. El límite de confianza que representa el error de la dirección media calculada se ha expresado por un ángulo:  $\alpha_{95}$ , que es el ángulo que genera un cono dentro del cual (de la intersección del cono con la esfera unitaria) existe una probabilidad del 95% de encontrar la media verdadera. Así pues, cuanto menor sea el valor de  $\alpha_{95}$  menor será el error de cálculo.

Finalmente, con cada par de datos declinación/inclinación de cada muestra se calculan los polos geomagnéticos virtuales (VGP, *virtual geomagnetic poles*), que son una estimación del paleopolo geomagnético en el momento en que cada muestra adquirió su magnetización primaria. La variación de latitud del VGP a lo largo de la sección resulta útil para definir los intervalos de polaridad magnética o magnetozonas: latitudes del VGP cercanas a  $+90^\circ$  representan la polaridad normal y las latitudes del VGP cercanas a  $-90^\circ$  representan la polaridad inversa. La polaridad interpretada se presenta como barras negras (polaridad normal) y blancas (polaridad inversa) superpuestas.

Para determinar la ChRM de cada muestra mediante el ACP, para el cálculo de la ChRM media y para el cálculo de las latitudes del VGP hemos utilizado software no comercial desarrollado en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht.

### *Mineralogía portadora*

Realizando ensayos de adquisición progresiva de magnetización remanente isoterma (IRM) en campos magnéticos progresivamente mayores se pueden determinar los espectros de coercitividad de distintos minerales ferromagnéticos (Dunlop, 1972; Lowrie, 1990). Hemos aplicado una adquisición progresiva de IRM en dos ejes perpendiculares aplicando una secuencia ascendente de campos magnéticos en catorce pasos. Previamente se ha sometido a las muestras a un proceso de borrado de la NRM aplicando un campo de 1 Tesla con sentido contrario al de adquisición. Así pues, se ha realizado una adquisición de IRM aplicando un campo de 1 T en la dirección paralela al eje de la muestra y posteriormente se ha aplicado un campo de 0,1 T en una dirección perpendicular a la aplicación del primer campo, reorientando así los momentos de la fracción ferromagnética de coercitividad inferior a 0,1 T en esta dirección y manteniendo los minerales de alta coercitividad magnetizados en la dirección del eje longitudinal de la muestra. Para la adquisición de IRM se ha utilizado un magnetizador de impulsos IM10-30 de ASC Scientific. Los resultados de cada muestra han sido expuestos en dos tipos de gráficas: en la primera se muestra la curva de adquisición enfrentando el campo aplicado (H) en el eje x frente a la IRM normalizada en el eje y, en el segundo tipo de gráfica se enfrenta el H en el eje x frente a un parámetro resultante de dividir el incremento de la IRM por el incremento de campo H (fig. 2.15).

La desmagnetización térmica de la IRM permite la identificación de la mineralogía magnética mediante el análisis de las temperaturas de desbloqueo de los minerales que componen la muestra (Lowrie, 1990). Para ello se ha aplicado una rutina de desmagnetización térmica progresiva en las mismas muestras en las que anteriormente hemos aplicado la adquisición progresiva de IRM. La desmagnetización se ha realizado en las dos direcciones de adquisición por separado, de forma que la curva de desmagnetización obtenida en la misma dirección que la adquisición de 1 T refleja el comportamiento de la fracción ferromagnética de alta coercitividad y la curva de desmagnetización medida en la dirección de adquisición de 0,1 T describe el comportamiento de la fracción de baja coercitividad. Las curvas de desmagnetización térmica resultantes se expresan en gráficas que enfrentan la temperatura en grados Celsius en el eje x y la IRM en mA/m en el eje y (fig. 2.15).

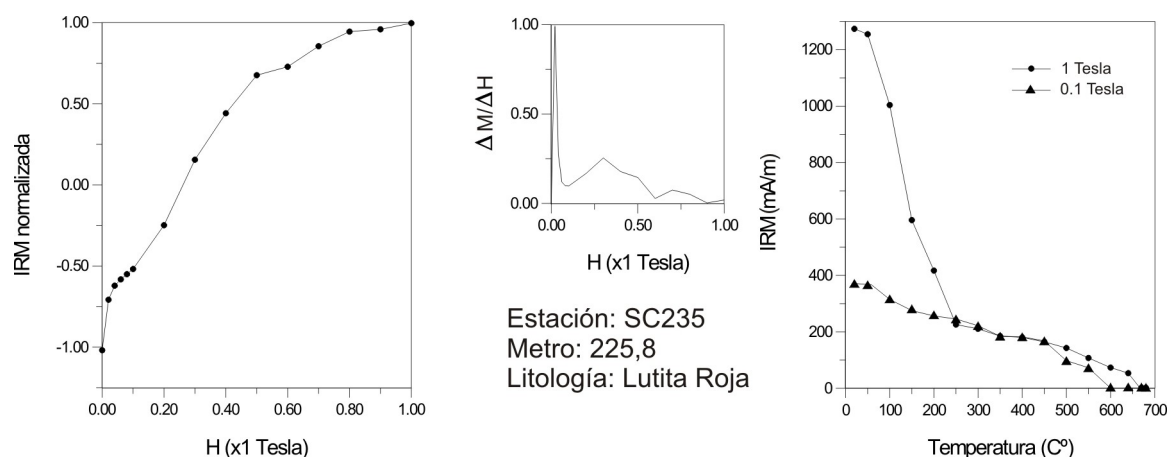


Figura 2.15 Curvas de adquisición de IRM. Ejemplos de espectros de coercitividad mixtos entre los dos comportamientos dominantes en las sucesiones de la Sierra de Alcubierre.

#### Tratamiento estadístico

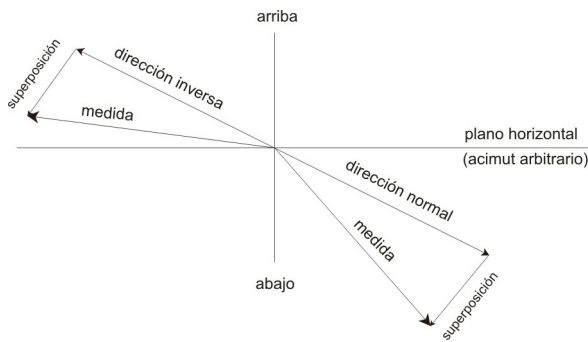
Cuando calculamos direcciones obtenemos vectores, pero estos vectores no tienen por qué reflejar únicamente la dirección del campo magnético registrado durante la formación de la roca. Los errores en la orientación de las muestras, los errores en el “lavado” de la señal magnética y medida de las muestras, la variación secular o la propia anisotropía de la roca pueden influir en la dispersión de los cálculos de direcciones. Para concretar la precisión y la dispersión de los cálculos de direcciones paleomagnéticas, se ha utilizado la estadística Fisheriana (Fisher, 1953; para la aplicación a paleomagnetismo ver, por ejemplo, Butler, 1992) que analiza distribuciones de vectores unitarios en una esfera.

#### Test de estabilidad

A partir de los diagramas de Zijdeveld y utilizando el análisis de los mínimos cuadrados (Kirschvink 1980), se puede aislar las componentes magnéticas de la NRM de cada muestra. La componente más estable y consistente que puede ser aislada se denomina magnetización remanente característica (ChRM). Para saber si esta ChRM es la magnetización primaria se han aplicado dos test de estabilidad:

En el test de la consistencia (Opdyke y Channell, 1996), una ChRM se considera primaria cuando se puede definir la misma secuencia de inversión de polaridad magnética en secciones distantes de la cuenca, con litología variable y correlacionables por medios independientes.

El test de la inversión (Cox y Doell, 1960) se basa en que la media de las direcciones durante un período de polaridad normal difiere de la media de direcciones de un período de polaridad inversa en  $180^\circ$ . Si la dirección paleomagnética tiene más de una componente, éstas se sumarán, no pudiendo cumplir entonces la condición de antipolaridad (fig. 2.16) de forma estadísticamente significativa. Para decidir si el test es significativo o no, se determina si hay solapamiento de los conos de confianza  $\alpha_{95}$  al invertir uno de los conos. En distribuciones de bajo número de direcciones o de gran dispersión existe una mayor facilidad de pasar el test (McFadden y



*Figura 2.16 Los efectos del solapamiento de direcciones paleomagnéticas sobre la dirección resultante. La superposición de componentes secundarias sobre las primarias (normal e inversa) hace que las resultantes obtenidas pierdan la antipolaridad (Van der Voo, 1990).*

McElhinny, 1990); estos autores proponen una modificación al test basada en el ángulo que forman las medias de las direcciones normales e inversas, al que denominan ángulo crítico ( $\gamma_c$ ). Así pues, un test *positivo* puede clasificarse como: A, si  $\gamma_c \leq 5^\circ$ ; B, si  $5^\circ < \gamma_c \leq 10^\circ$ ; C, si  $10^\circ < \gamma_c \leq 20^\circ$ ; e Indeterminado si  $\gamma_c > 20^\circ$ . La confiabilidad de este test se ve mejorada en gran medida si se puede establecer una zonación de polaridad magnética, y si esta zonación es independiente de los cambios en la composición de la roca.

## 2.4 METODOLOGÍA EN CICLOESTRATIGRAFÍA

### 2.4.1 Introducción

Hilgen *et al.* (2004) definen la Cicloestratigrafía como “la subdisciplina de la Estratigrafía que se ocupa de la identificación, caracterización, correlación e interpretación de las variaciones cíclicas (periódicas o cuasiperiódicas) en el registro estratigráfico y, en particular, en su aplicación a la Geocronología, mejorando la precisión y resolución de los marcos de tiempo estratigráfico”.

Los ciclos sedimentarios con intervalos de recurrencia constante o cuasiconstante pueden ser originados por procesos de distinta duración, agrupados en las bandas de frecuencia del calendario (ciclos mareales y ciclo estacional), la solar (ciclos ENSO y de actividad solar) y la de Milankovitch (ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad) (Fischer y Herbert, 1986). Los factores que controlan dichos ciclos pueden ser gravitacionales (frecuencia del calendario) y climáticos (las tres bandas de frecuencia mencionadas).

Entre los ciclos originados por procesos climáticos ligados a parámetros astronómicos, en este trabajo interesan los ciclos de Milankovitch, ya que la naturaleza del registro estratigráfico estudiado y la frecuencia de muestreo efectuado eliminan la posibilidad de detectar ciclos formados por procesos de las bandas de frecuencia del calendario y solar (estacionalidad y actividad solar).

Los ciclos sedimentarios periódicos pueden expresarse matemáticamente como una función periódica, por lo que es posible la aplicación de métodos estadísticos, como el análisis espectral, para detectar los procesos cíclicos relacionados y eliminar los aleatorios. En los siguientes apartados se explicarán brevemente algunos conceptos y técnicas usadas en este trabajo sobre ciclicidad, teoría de Milankovitch, *orbital forcing* y su influencia en el clima y en el registro sedimentario. Estos temas son tratados extensamente por Imbrie y Imbrie (1979), Berger (1988), Imbrie *et al.* (1993), Wedon (2003) y Strasser *et al.* (2006).

### 2.4.2 Influencia de los ciclos astronómicos en el registro sedimentario

El movimiento de la Tierra alrededor del Sol y la inclinación de su eje están sujetos a las perturbaciones cuasiperiódicas causadas por la atracción gravitacional del Sol, la Luna y los planetas. Se considera que los tres parámetros capaces de causar cambios climáticos en periodos de decenas a centenas de miles de años son la oblicuidad del eje, la precesión del eje y la excentricidad de la órbita alrededor del Sol.

La oblicuidad es la inclinación del eje de giro de la Tierra con respecto a la perpendicular al plano de la eclíptica (definido por la trayectoria de la Tierra en torno al Sol) y su consecuencia directa es el ciclo estacional. La oblicuidad varía entre valores máximos ( $24^{\circ}30'$ ) y mínimos ( $22^{\circ}2'$ ), con un período principal de unos 41 Ka y períodos secundarios de alrededor de 29 y 54 Ka. La estacionalidad aumenta con el ángulo de inclinación y el efecto es más acusado en latitudes altas.



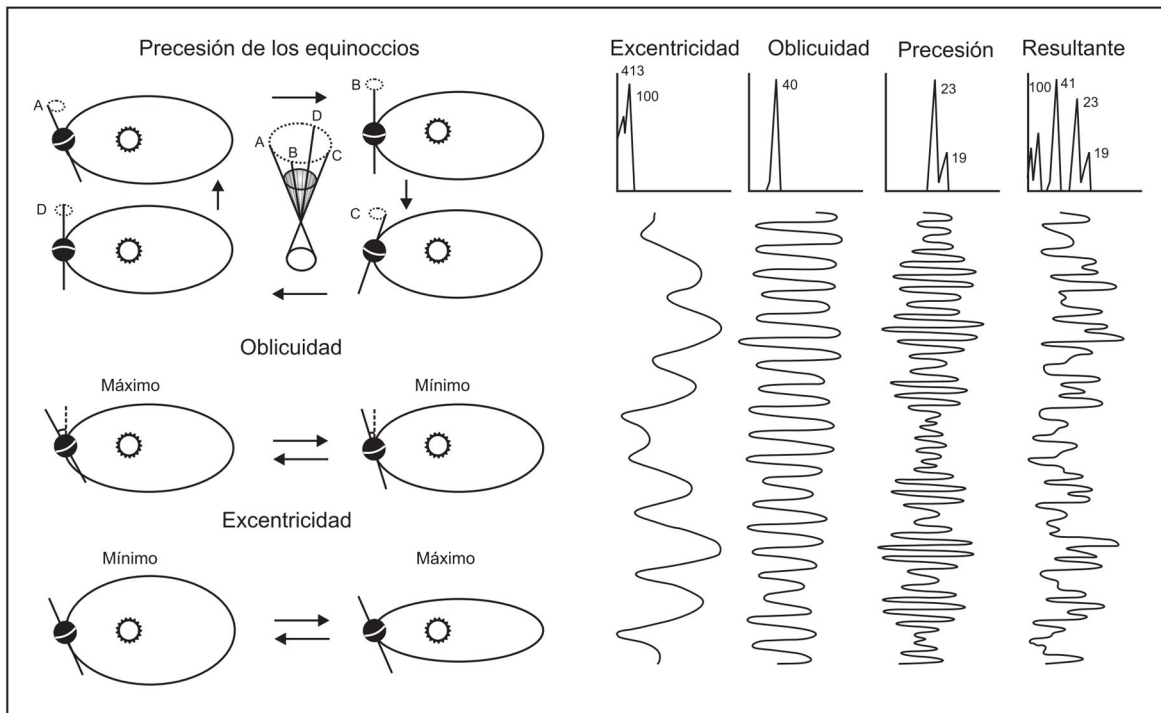


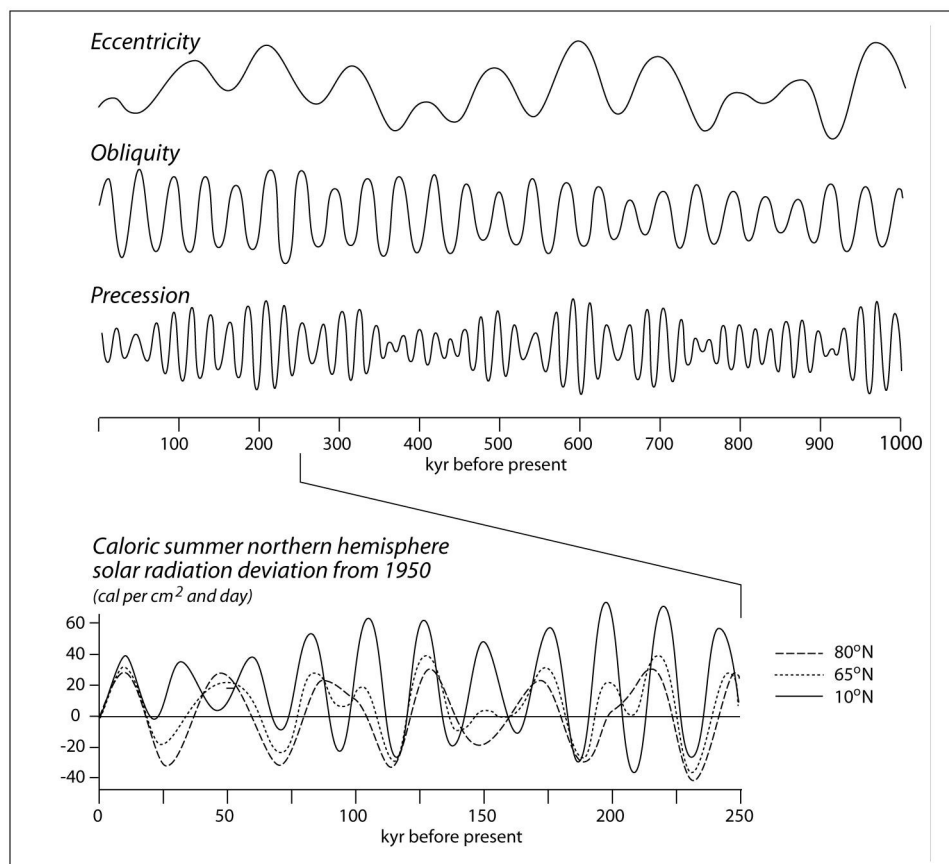
Figura 2.17 Variables astronómicas que controlan la insolación en la Tierra e interacción de los ciclos de excentricidad, oblicuidad y precesión (Weedon, 1993; Einsele y Ricken, 1991; tomado de Sagasti, 2000).

La precesión describe el cambio de la orientación del eje de la Tierra causado por el momento de fuerza ejercido por el sistema Tierra-Sol sobre la inclinación del eje de rotación terrestre (la atracción del Sol sobre la deformación ecuatorial de la Tierra, a lo que se suma el giro de la Tierra sobre su eje). La combinación de la precesión del eje de la Tierra (cabeceo) en relación a las estrellas, con un período de aproximadamente 26 Ka (precesión astronómica), y la precesión de la elipse de la órbita de la Tierra (en sentido opuesto al del eje) produce la precesión de los equinoccios en relación con el perihelio y el afelio (precesión climática), cuyas periodicidades principales son de alrededor de 19 y 23 Ka (Berger, 1978; Schwarzacher, 1993; fig. 2.17).

La excentricidad resulta del cambio de la forma elíptica de la órbita de la Tierra alrededor del Sol (con valores extremos de 0,0005 y 0,0607). La diferente intensidad y duración de las estaciones durante el ciclo de excentricidad se deben a la variación en la distancia Tierra-Sol y la velocidad de la Tierra a lo largo de su órbita. La excentricidad varía en períodos en torno a 100 Ka (más precisamente entre 95 y 125 Ka) y aproximadamente 400 Ka. Los cambios en la excentricidad tienen efectos directos en la modulación de la amplitud del ciclo de precesión.

Por último, existen las componentes de muy largo período orbital que se pueden identificar en algunos registros estratigráficos (1,2 Ma en la oblicuidad y 2,4 Ma en la excentricidad; Hilgen *et al.*, 2003).

Los cambios orbitales son, en realidad, cuasiperiódicos, pero es comúnmente aceptado por la comunidad geológica considerar los "ciclos orbitales" o "ciclos de Milankovitch" como ciclos periódicos. Así, los ciclos de oblicuidad y precesión han sido significativamente más cortos en el



**Figura 2.18** Índices de excentricidad, oblicuidad y precesión del último millón de años y la variabilidad de la radiación solar en función de la latitud para los últimos 250 Ka. (Strasser *et al.*, 2006; modificado de Schwarzscher, 1993 y Berger, 1978).

pasado, debido a que la distancia entre la Tierra y la Luna se ha incrementado gradualmente a lo largo del tiempo geológico (Berger *et al.*, 1989, 1992). Los ciclos de excentricidad, sin embargo, se han mantenido relativamente estables. Aunque el sistema solar tiene un comportamiento caótico (Laskar, 1989), los valores calculados de dichos parámetros son, sin embargo, lo suficientemente precisos para permitir una comparación detallada con el registro estratigráfico (Berger *et al.*, 1992). Los parámetros orbitales de la Tierra se calculan con la ayuda de soluciones astronómicas del Sistema Solar (por ejemplo las de Laskar *et al.*, 2004) las cuales son totalmente numéricas.

Los cambios en los parámetros que describen los ciclos de Milankovitch influyen en la cantidad de radiación que recibe la Tierra en la parte superior de su atmósfera (insolación) y se traducen en cambios climáticos (Berger 1978, Schwarzscher 1993; fig. 2.18). La insolación recibida varía, además, con la latitud y, como consecuencia, los cambios en la insolación influyen en la posición de las células de circulación atmosférica y provocan el desplazamiento latitudinal de los cinturones climáticos (Matthews y Perlmutter, 1994). El clima influye por tanto en muchos parámetros que, directa o indirectamente, controlan la producción, el transporte y la acumulación de sedimentos.

Cuando en el análisis del registro sedimentario se encuentran señales que reflejan control

orbital, se puede intentar establecer un marco de tiempo relativamente preciso dentro del cual sea factible evaluar los factores climáticos, oceanográficos, sedimentarios, biológicos y los procesos diagenéticos.

### 2.4.3 Metodología

En Cicloestratigrafía se busca la identificación en el registro estratigráfico de ciclos astronómicos cuya duración es conocida con precisión, por ejemplo, los ciclos de Milankovitch. Por tanto, el requisito previo para la aplicación de una metodología cicloestratigráfica es el reconocimiento de patrones en el registro sedimentario que puedan estar vinculados a los ciclos astronómicos. Estos patrones atañen a cambios físicos, biológicos y/o geoquímicos reiterados que tuvieron que estar controlados, o al menos notablemente influidos, por los cambios de insolación inducidos orbitalmente. Con el fin de extraer patrones repetitivos del registro sedimentario se deben estudiar en detalle las secciones estratigráficas, las cuales deben ser lo más completas que sea posible. Para rocas fanerozoicas puede asumirse, de forma simplificada, que la duración de los ciclos de precesión de los equinoccios es de 20 Ka, la del cambio de la oblicuidad del eje de 41 Ka y la de los ciclos de excentricidad, cortos y largos, de 100 y 400 Ka.

Para conocer qué periodicidad ha quedado registrada en la sucesión estratigráfica y su relación con los ciclos de Milankovitch se aplica comúnmente el análisis de series temporales. La elección de los parámetros a medir o considerar en el registro estratigráfico y su densidad de muestreo son cruciales para que un análisis de este tipo tenga éxito: en nuestro caso se han utilizado parámetros como el espesor de los estratos, los tipos litológicos traducidos a una clave numérica y tomados con un espaciado homogéneo a lo largo de las sucesiones estratigráficas y los datos de susceptibilidad magnética.

El primer grupo de series temporales (Tipo I) se ha constituido tomando a la variación del espesor de los estratos. En este caso, hemos reducido la litología de los sedimentos a dos términos, "caliza" y "no caliza" (que incluye lutitas y margas). Las litologías detríticas más gruesas, como areniscas o conglomerados, han sido excluidas de las series temporales. En los paquetes formados por calizas, se ha registrado el espesor del término "caliza" diferenciando los estratos separados por juntas de estratificación. Las juntas secas entre los estratos de caliza se han registrado como un espesor "no-caliza" de valor 0. Para el resto del término "no caliza" se han medido estos tramos como un solo estrato, sin diferenciar variaciones de las características de las mismas. De esta forma se obtiene un registro alternante de espesores "caliza-no caliza" que constituirá la base para parte de las series temporales.

Dentro de este tipo, se han construido otras series temporales derivadas usando sólo los valores correspondientes a los espesores de los términos "caliza" o utilizando sólo los valores correspondientes a "no caliza".

Otro grupo de series temporales (tipo II) se ha construido con valores de los términos "caliza" y "no caliza" extraídos de la serie estratigráfica con una equidistancia de 10 cm, de forma que la serie temporal queda codificada en sólo dos valores diferentes, en forma de una función de

Walsh (1: caliza; -1: no-caliza).

Igualmente se han elaborado series temporales parciales del intervalo total para los dos tipos anteriores, escogiendo únicamente los valores que se sitúan dentro de un tramo determinado, de forma que se puede confeccionar un espectro evolutivo de los intervalos principales. Estas series temporales parciales tienen el inconveniente de que el número de datos se ve reducido, por lo que también se ve reducido el *power spectrum* de las frecuencias periódicas y por tanto su significancia.

Finalmente se han construido series temporales (Tipo III) con los datos disponibles de susceptibilidad magnética. Estos datos han sido extraídos del muestreo general realizado para la parte de magnetoestratigrafía, donde el intervalo de muestreo se sitúa en torno a 1 m.

Para la construcción de todas las series temporales se ha establecido un límite mínimo de datos (100).

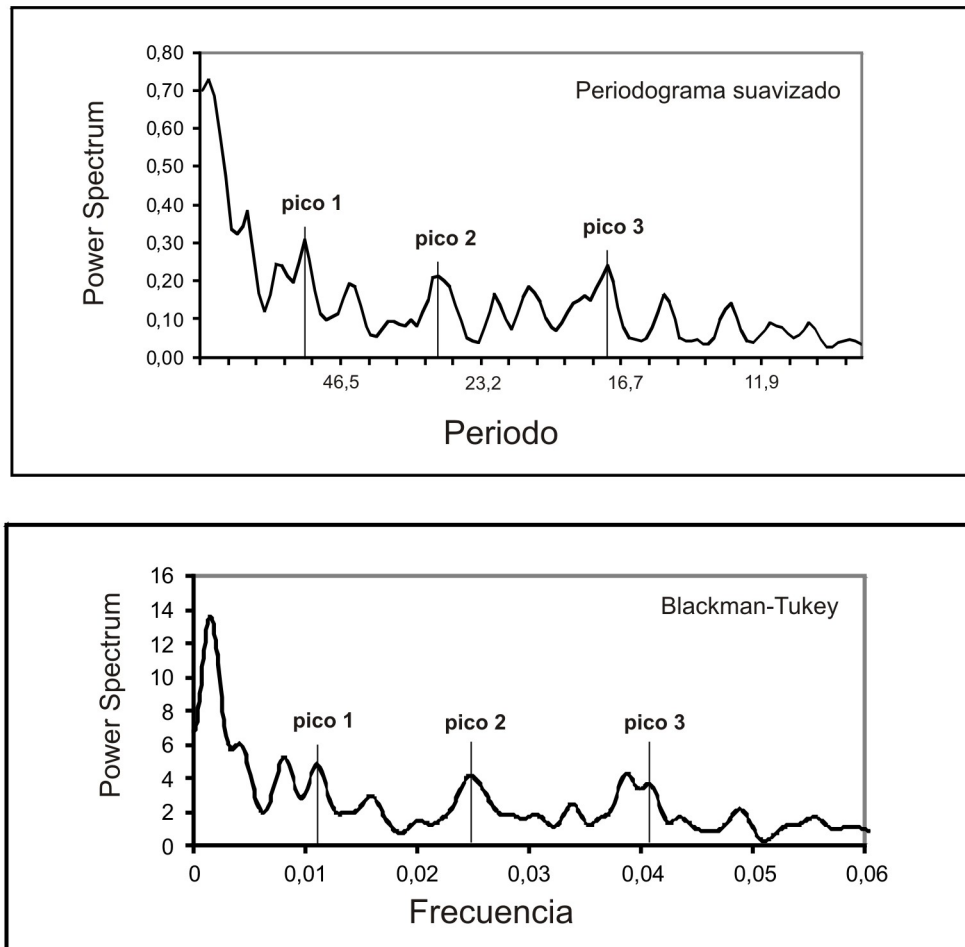
Una vez que se ha establecido la serie temporal, se han aplicado técnicas basadas en el análisis de Fourier para localizar las oscilaciones presentes en las series temporales (que se asimilan a una combinación de varias curvas sinusoidales) e identificar su significado estadístico, y así detectar comportamientos periódicos. El análisis de Fourier descompone la serie de tiempo en una suma de sinusoides con frecuencias, amplitudes y fases específicas. El resultado, por lo general, se muestra como un espectro que expone la distribución de la varianza (potencia o *power spectrum*) de una serie temporal como una función de la frecuencia. Para ello hemos usado el método del periodograma (Brockwell y Davis, 1991a) y el método de Blackman-Tukey (BTM, Blackman y Tukey, 1958). Una visión global de análisis de series temporales aplicado a cicloestratigrafía se presenta en Weedon (2003).

En el método del periodograma, los espectros se han obtenido suavizando los periodogramas con ventanas triangulares de pesos 0,25, 0,5 y 0,75 (Crowley *et al.*, 1986). Asimismo, para obtener un intervalo de confianza para cada frecuencia del espectro, y tras comprobar que se trata de series estacionarias (constantes en media y varianza), se han generado modelos ARMA (*AutoRegressive Moving Average model*, Modelo autorregresivo de media móvil) de cada serie temporal a partir de las funciones de autocorrelación y autocorrelación parcial (Box *et al.*, 1994), pudiéndose establecer así intervalos de confianza del 90 y el 95 %. Para todo ello se ha utilizado el paquete de *software* ITSM de Brockwell y Davis (1991b).

El método de Blackman-Tukey emplea la técnica del *lag window* antes de aplicar la transformada de Fourier, por lo que es un método más fiable que el del periodograma. Esta característica lo hace menos propenso a presentar picos espurios en el espectro; sin embargo, también suaviza considerablemente el espectro, por lo que éste presenta una resolución más pobre (fig. 2.19). En el BTM se ha utilizado el software de análisis espectral *AnalySeries* (Paillard *et al.*, 1996).

Por lo anteriormente expuesto, el BTM se ha utilizado para contrastar la veracidad de los picos significativos de los espectros, mientras que las periodicidades se presentan en espectros elaborados por el método del periodograma con el programa ITSM.

Los métodos espectrales basados en el análisis de Fourier presentan los resultados



*Figura 2.19 Espectros obtenidos de una misma serie temporal usando el método del periodograma y el método de Blackman-Tukey, en los que se observa el mayor suavizado de los picos, y por lo tanto menor resolución, del segundo método frente al primero.*

respecto a la frecuencia (como un espectro de frecuencia) y no respecto al tiempo, de manera que es imposible decir qué componentes espectrales (o ciclos) se producen en un tiempo determinado en la serie temporal. Sin embargo, se pueden aplicar ventanas en el análisis de Fourier, con el resultado en un espectro evolutivo (o espectros móviles).

Para reconocer la duración de los ciclos es necesario un control temporal independiente que pueda limitar el intervalo de tiempo en el que se realiza el estudio cicloestratigráfico. En este trabajo, esto se ha hecho a partir de la correlación de las secciones magnetoestratigráficas locales con la GPTS. De esta forma, aunque los márgenes de error están presentes, la duración media de cualquier ciclo sedimentario se puede estimar aproximadamente. Para la estimación temporal se han eliminado los tramos cubiertos y se ha sustraído la parte proporcional de tiempo según la tasa de sedimentación de la unidad. Hemos utilizado como referencia las escalas de tiempo GPTS2012 (Gradstein *et al.*, 2012), GPTS2004 (Gradstein *et al.*, 2004) y CK95 (Cande y Kent, 1995).

**CAPÍTULO 3**  
**ESTRATIGRAFÍA Y**  
**SEDIMENTOLOGÍA**



## Capítulo 3

# ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

### 3.1 INTRODUCCIÓN

Para este trabajo del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro se ha optado por caracterizar tres subsectores de trabajo dispuestos geográficamente de este a oeste (fig. 3.1): Los materiales aflorantes más antiguos son los de la sucesión de la Sierra de Alcubierre (SA), que al mismo tiempo es la más oriental. La sucesión de Los Montes de Castejón (MC) cubre la parte central de sector. Finalmente la parte más occidental, y estratigráficamente más moderna, corresponde al subsector de Tarazona-Borja (TB). Tanto la Sierra de Alcubierre como los Montes de Castejón incluyen sedimentos de centro de cuenca, y se identifican con los relieves geográficos homónimos; el valle del río Gállego, con sus extensos depósitos plio-cuaternarios, constituye el límite entre ambos. Por otra parte, Tarazona-Borja incluye también sedimentos de margen de cuenca y se enmarca entre los relieves ibéricos de la Sierra del Moncayo y el relieve estructural conocido como Muela de Borja, situada ya en la Cuenca del Ebro. Estos tres subsectores son representativos de los depósitos miocenos del sector central de la cuenca y combinados representan un registro estratigráfico que se extiende desde el final del Oligoceno hasta los últimos sedimentos registrados en el Mioceno en la Cuenca del Ebro.

En este capítulo se hace una breve descripción estratigráfica y sedimentológica del área de estudio. Se tratan con mayor detalle las secciones sobre las que se ha realizado el estudio magnetoestratigráfico, aunque no se pretende detallar la estratigrafía y sedimentología del sector central de la cuenca del Ebro, sino destacar los aspectos más característicos de la sucesión que cubre las secciones analizadas. Para adquirir un mayor conocimiento de la estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del sector, se recomienda la consulta de otros trabajos con estos objetivos específicos, entre los cuales destacan las tesis doctorales de Pérez (1989), Arenas (1993), Luzón (2001) o Vázquez-Urbez (2008). En este capítulo se tratarán conjuntamente los subsectores de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón por su afinidad estratigráfica y paleogeográfica (ver Arenas y Pardo, 1999 y 2001).



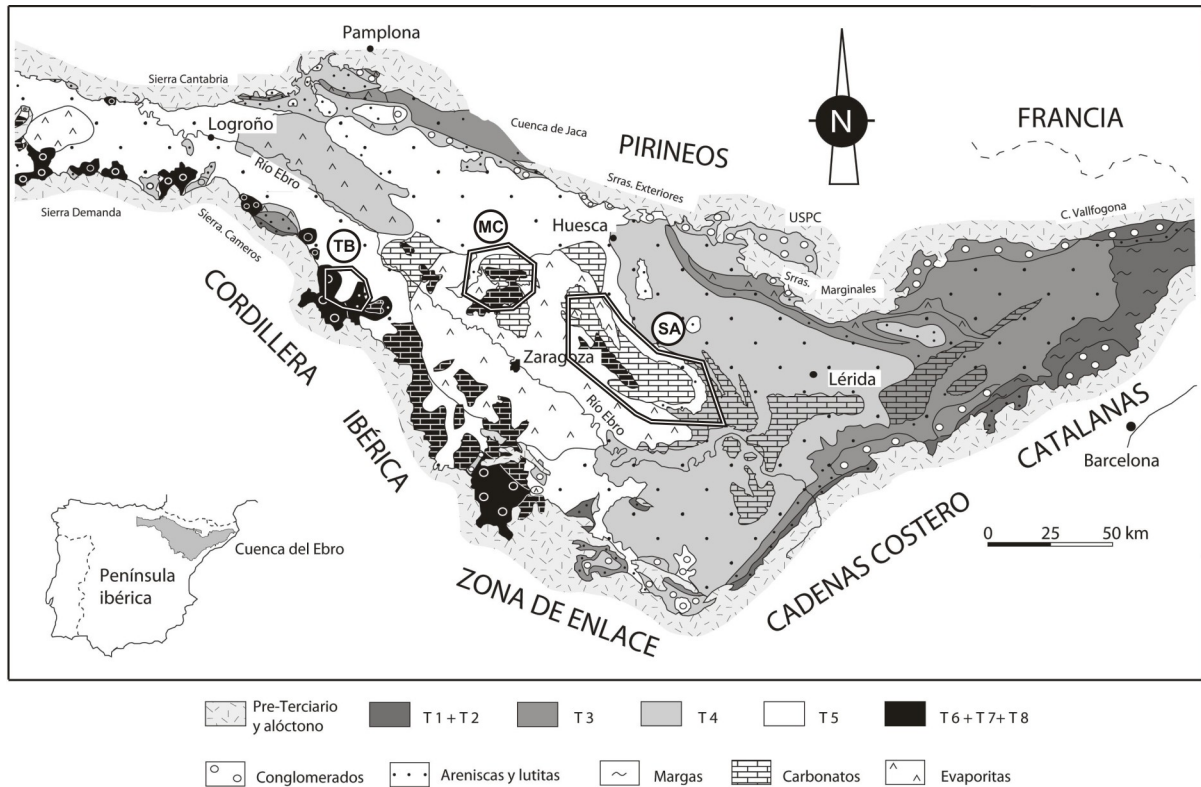


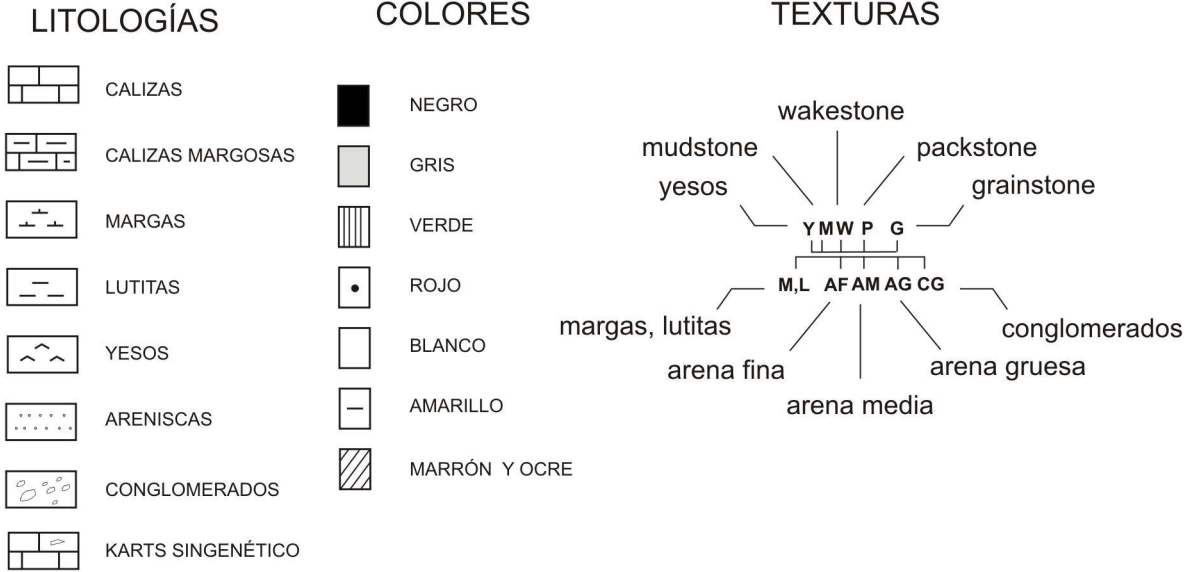
Figura 3.1 Distribución espacial de las litofacies y unidades genéticas del sector central de la Cuenca del Ebro donde se sitúan las áreas estudiadas (modificado de Pardo et al., 2004). SA: Sierra de Alcubierre, MC: Montes de Castejón, TB: Tarazona-Borja.

En el área estudiada se han realizado un total de nueve secciones estratigráficas a las que se ha adjuntado numerosa información sedimentológica. Estas secciones se han levantado sobre materiales dispuestos en capas prácticamente horizontales en su mayor parte. Solo en algunos puntos los buzamientos de las capas superan unos pocos grados y en estos casos están relacionados con discordancias angulares o tectónica local (fallas de escaso salto y sinclinales generados por disolución del substrato evaporítico), y son tenidos en cuenta en su contexto adecuado.

Las columnas estratigráficas vienen acompañadas de una descripción. Para cada sección estratigráfica se indica:

- La situación de la sección (con indicaciones de tipo geográfico y con las coordenadas U.T.M. de la base y el techo) y su potencia.
- Representación gráfica a escala 1:500, leyenda en la fig. 3.2..
- Los tramos, relativamente potentes, se diferencian por su homogeneidad litológica o por una relación característica entre las distintas litologías que los forman, de manera que, en ocasiones pueden asimilarse a unidades litoestratigráficas ya establecidas y siempre a las litofacies utilizadas en trabajos puramente estratigráfico-sedimentológicos, como los citados anteriormente.

LEYENDA



ESTRUCTURAS FÍSICAS PRIMARIAS Y DIAGENÉTICAS

- LAMINACIÓN PARALELA
- LAMINACIÓN PARALELA CARBONATOS-DETRITICOS
- LAMINACIÓN DE TIPO VARVADO
- LAMINACIÓN CRUZADA
- RIPPLES SIMÉTRICOS
- RIPPLES SIMÉTRICOS TRUNCADOS
- RIPPLES AISLADOS
- RIPPLES ASIMÉTRICOS
- RIPPLES DE INTERFERENCIA
- ESTRATIFICACIÓN LENTICULAR
- ESTRATIFICACIÓN FLASER
- ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO
- ESTRATIFICACIÓN CRUZADA HUMMOCKY
- SUPERFICIE EROSIVA ONDULADA
- ACANALADURAS
- CLASTOS BLANDOS
- PÁTINA FERRUGINOSA
- GRIETAS DE DESECACIÓN
- "MICROCARSTIFICACIÓN"
- "NODULIZACIÓN"
- "BRECHIFICACIÓN"
- "MARMORIZACIÓN"
- ESTRUCTURAS PRISMÁTICAS VERTICALES
- LAMINAS DE SÍLEX
- NÓDULOS DE SÍLEX
- NÓDULOS FERRUGINOSOS
- ANILLOS CONCÉNTRICOS FERRUGINOSOS
- NÓDULOS DE YESO
- CRISTALES LENTICULARES DE YESO

- POROSIDAD MÓLDICA
- GEODAS
- RELLENOS VERTICALES DE LUTITA
- FRAGMENTOS LUTÍTICOS PLANOS
- INTRACLASTOS
- LÁMINA DE INTRACLASTOS PLANOS
- FRAGMENTOS ESTROMATOLÍTICOS
- DESLIZAMIENTO
- CENIZAS VOLCÁNICAS DIAGENIZADAS

COMPONENTES Y ESTRUCTURAS DE ORIGEN ORGÁNICO

- BIOCLASTOS
- GASTERÓPODOS
- FRAGMENTOS DE GASTERÓPODOS
- OSTRÁCODOS
- OOGONIOS, TALLOS DE CAROFITAS
- FRAGMENTOS DE ORIGEN VEGETAL
- RESTOS DE VERTEBRADOS
- DEPÓSITO PLANAR ONDULADA O UNIFORME
- DEPÓSITO PLANAR MAMELIFORME
- RECUBRIMIENTO DE BLOQUES O SUPERFICIES EROSIVAS
- BIOHERMO O BIOSTROMO
- ONCOLITOS
- COATED GRAINS
- BIOTURBACIÓN VERTICAL
- BIOTURBACIÓN HORIZONTAL

Figura 3.2 Leyenda general de tramas litológicas y de color y de símbolos de texturas, estructuras sedimentarias y componentes orgánicos.

- Descripción de las distintas litologías atendiendo a sus características principales, como pueden ser potencia, textura, geometría y organización de los niveles, estructuras sedimentarias y otros aspectos destacables de las mismas.

- Breve interpretación sedimentológica y paleogeográfica de los tramos en que se han dividido las secciones y de la evolución de la sección en su conjunto.

Las representaciones gráficas de las secciones estudiadas incluyen, distribuidos en columnas, los siguientes datos: tramo, potencia, color, litología, geometría y textura, estructuras sedimentarias primarias físicas y diagenéticas y, finalmente, componentes y estructuras de origen orgánico. Además, se indican las unidades tectosedimentarias y las formaciones en las que se incluyen los tramos de cada sección. Para la representación de las texturas y litologías se ha establecido una equivalencia aproximada entre la escala de sedimentos detríticos y la escala de sedimentos químicos que se representa en la leyenda general (fig. 3.2). Se han diferenciado los siguientes términos: yesos (Y), *mudstone* (M), *wackestone* (W), *packstone* (P) y *grainstone* (G) para los sedimentos químicos; lutitas y margas (L y M), arena fina (AF), arena media (AM), arena gruesa (AG) y conglomerados (CG) para los sedimentos detríticos. Las rocas con bioconstrucciones estromatolíticas se consideran con la misma textura que el resto del estrato en que se incluyen.

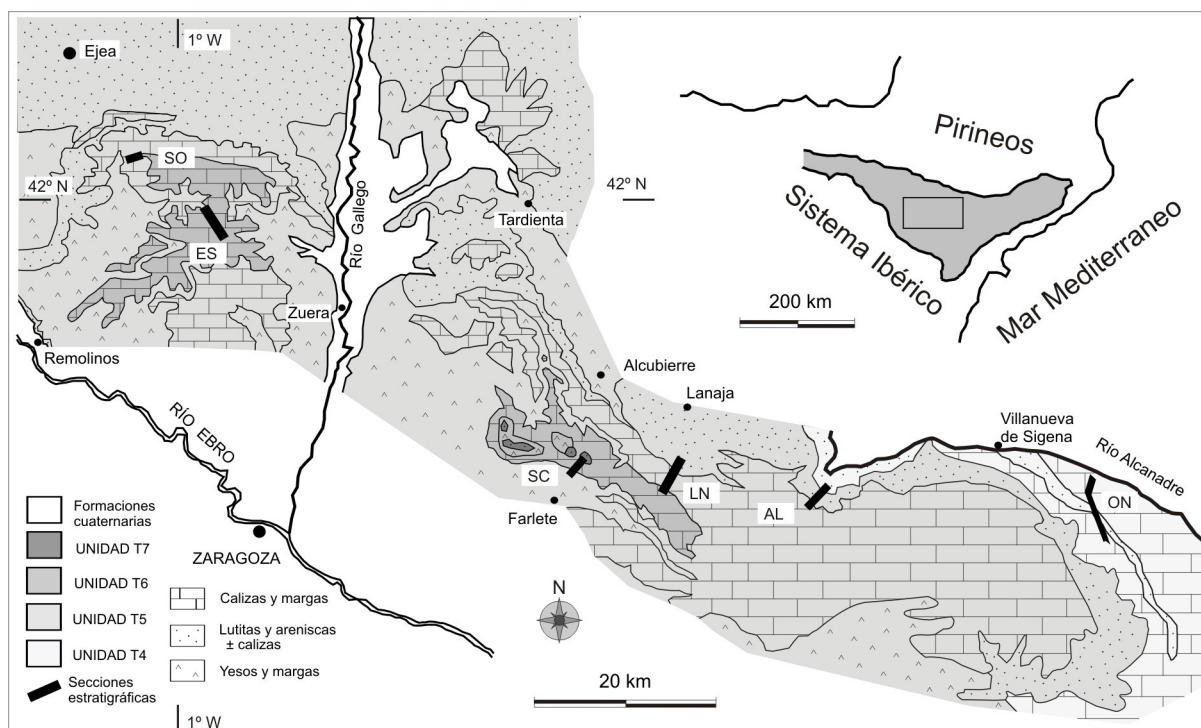
A la hora de estructurar los materiales que se pueden encontrar en esta área, los diferentes autores que han trabajado en ella han utilizado diversos tipos de herramientas, según los criterios utilizados para su definición; en algunos casos se han usado formaciones, formalmente definidas o no, en otros casos otras unidades cartográficas y durante los últimos veinte años las unidades tectosedimentarias. Esto hace que unos mismos conjuntos de materiales se hayan asignado a diferentes unidades, o que materiales que en unos casos se englobaron en la misma unidad, para unos autores se encuentren segregados en unidades distintas. Este hecho puede llevar a cierta confusión cuando se usan indistintamente en el mismo discurso. Más adelante se mostrará gráficamente la relación espacial que existe entre las unidades cartográficas, sean formaciones o no, y las unidades tectosedimentarias.

### 3.2 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS SUBSECTORES SIERRA DE ALCUBIERRE Y MONTES DE CASTEJÓN

Esta parte del sector central de la Cuenca, al norte del río Ebro (fig. 3.3), está directamente relacionada con la evolución de la Cordillera Pirenaica (Hirst y Nichols, 1986; Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 2000). Sus depósitos detríticos fueron relacionados con dos grandes sistemas distributarios fluviales de proveniencia norte (Hirst y Nichols, 1986; Nichols y Fisher, 2007; fig. 3.4), el Sistema de Huesca y el Sistema de Luna. Los depósitos del Sistema de Huesca se corresponde con la Formación Sariñena (Quirantes, 1978), mientras que los del Sistema de Huesca se corresponden con la Formación Uncastillo (Soler y Puigdefábregas, 1970), equivalente lateral de la Formación Sariñena. Los depósitos distales de ambos abanicos gradan lateralmente hacia el sur a los depósitos evaporíticos lacustres denominados Formación Zaragoza (Quirantes, 1978) y a los depósitos carbonatados lacustres de la Formación Alcubierre (Quirantes, 1978). Estos últimos conforman los relieves estructurales carbonados de la Sierra de Alcubierre y de los Montes de Castejón.

Las formaciones Sariñena y Uncastillo que afloran en la base de la sucesión estudiada consisten en potentes y extensos depósitos lutíticos que engloban cuerpos areniscos canaliformes o en mantos, y estratos tabulares de caliza (Lámina 3.1a, b y c).

La Formación Alcubierre consiste, en ambos subsectores, en una alternancia de margas y calizas, y algunas intercalaciones de lutitas y areniscas. Estas intercalaciones son más abundantes



*Figura 3.3 Distribución espacial de las litofacies y unidades tectosedimentarias y situación de las secciones estratigráficas de los subsectores Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón (modificado de Arenas, 1993). Secciones estratigráficas: SO, Castillo de Sora; ES, Esteban; SC, San Caprasio; LN, Lanaja; Al, Albalatillo; ON, Ontiñena.*

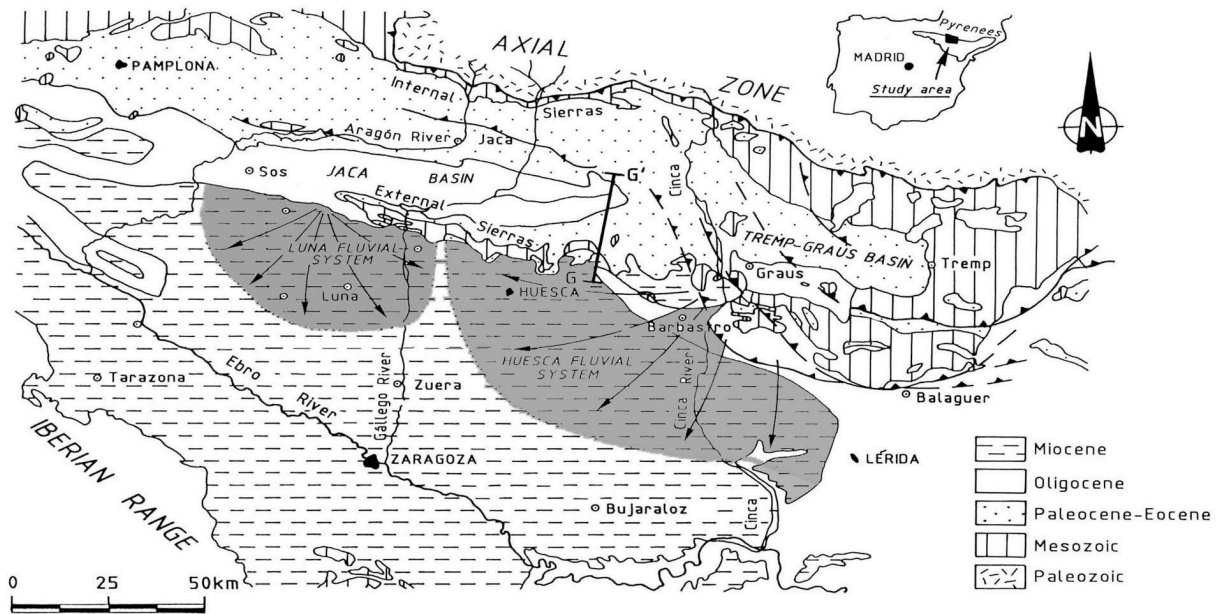


Figura 3.4 Sistemas fluviales distributarios de Luna y Huesca. La proveniencia norte de sus sedimentos implica la Zona Axial y las Sierras interiores para ambos sistemas, la Cuenca de Jaca en el caso del Sistema de Luna y la Cuenca Graus-Tremp en el caso del Sistema de Huesca. De Hirst y Nichols (1986) sobre un esquema geológico general (Arenas et al., 2001).

en la parte superior de la formación en la Sierra de Alcubierre, donde, además, también incluye una intercalación evaporítica denominada Miembro Perdiguera (Arenas y Pardo, 1997), con facies similares a las de la Fm. Zaragoza. Las calizas de la Fm. Alcubierre presentan cuatro tipos de facies lacustres (Lámina 3.1d, e y f): calizas bioclásticas masivas, calizas bioturbadas, calizas laminadas (con láminas detríticas y ripples) y calizas estromatolíticas (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1994).

La Formación Zaragoza consiste en yesos blancos, margas grises y verdes con intercalaciones de calizas y dolomías laminadas (Lámina 3.2a); estas últimas frecuentemente hospedan yeso nodular. Los depósitos de yesos son normalmente potentes, de textura alabastrina, con capas masivas o nodulares; algunas veces la textura es macrocristalina, y ocasionalmente es posible reconocer yeso laminado o con morfologías de ripples. Las margas albergan nódulos de yeso dispersos o en niveles tabulares, y algunas veces grandes pseudomorfos de yeso a partir de halita con morfología en tolva. Aunque la Formación Zaragoza (Quirantes, 1978) no llega a aflorar en las secciones estudiadas en los Montes de Castejón, sí lo hace tanto al suroeste como al sureste de las mismas. Cabe destacar que en el suroeste de los Montes de Castejón se conocen importantes depósitos de halita (minas de Remolinos). En sondeos se han reconocido también depósitos de glauberita (Salvany y Ortí, 1994; Salvany et al., 1994, 2007).

Este esquema litoestratigráfico es relativamente sencillo, pero se complica en la parte oriental (fig. 3.5), donde se han definido numerosas unidades litoestratigráficas (Cabrera, 1983; Luzón 1994, 2001):

- La Unidad de lutitas y areniscas de Ballobar (Luzón, 1994) aflora en la base de la

parte más oriental de subsector Sierra de Alcubierre y consta de materiales terrígenos en los que dominan potentes niveles lutíticos entre los que se intercalan cuerpos arenosos de menor entidad. Esporádicamente se localizan niveles calcáreos e incluso lignitos.

- La Unidad de lutitas y calizas de los Llanos de Cardiel (Cabrera, 1983), ampliamente interdigitada con la Unidad de Ballobar, consiste en depósitos fundamentalmente lutíticos con intercalaciones calcáreas (Lámina 3.2b).

- La Unidad de areniscas y lutitas de Candasnos aflora en la base de la Sierra de Sigena (Luzón, 2001) y está constituida por lutitas con frecuentes intercalaciones de areniscas, y muy ocasionalmente de calizas.

- La Unidad de lutitas y calizas de Villanueva de Sigena y la Unidad de calizas de la Sierra de Sigena (Luzón, 1994) afloran en la sierra del mismo nombre. La primera consiste en un predominio de lutitas con intercalaciones de margas y calizas, y ocasionalmente de areniscas. En la segunda, en cambio, las margas, lutitas y calizas se presentan en alternancia y en ellas se intercalan esporádicamente las areniscas.

Todas estas formaciones, relacionadas lateral y verticalmente (fig. 3.5), se distribuyen dentro de las Unidades Tectosedimentarias (UTS) T4 a T7, descritas por Arenas (1993) y Luzón (1994, 2001). La unidad T4 sólo aflora en la parte más oriental de la Sierra de Alcubierre, a lo largo del río Alcanadre. La unidad T5 se extiende a lo largo de la totalidad de ambos subsectores. La unidad T6 constituye parte de los relieves altos de ambos subsectores. Finalmente, la unidad T7 está presente en la parte más alta de la Sierra de Alcubierre y podría encontrarse también en los Montes de Castejón (Arenas, 1993), pero no hay evidencias definitivas de tal hecho.

Varias rupturas sedimentarias marcan los límites de estas UTS:

a) El límite T4/T5 está caracterizado por el cambio de signo de estrato y granocreciente a estrato y granodecreciente en la evolución vertical de la Formación Sariñena. Este límite es cartografiable en el borde ibérico de la Cuenca del Ebro, al sur del río Ebro, donde está representado por discordancias (González, 1989; Pérez, 1989). En el borde pirenaico también se ha situado en abanicos de capas y localmente en discordancias (Arenas, 1993; Luzón, 2001)

b) El límite T5/T6 viene dado en el sector central de la cuenca del Ebro por el cambio vertical neto de la sedimentación evaporítica de la Formación Zaragoza a los depósitos carbonatados de la Formación Alcubierre. Sin embargo, en la parte norte del subsector este mismo límite se manifiesta como unos niveles de karst singenético incluidos en una sucesión carbonatada (Arenas *et al.*, 1999). En el margen ibérico de la cuenca el mismo límite se correlaciona con una discordancia angular en el sector de Moneva y Villanueva de Huerva (Pérez, 1989), pero no existe continuidad de afloramiento para este límite desde la zona de estudio hacia el borde sur, del que está separado por el amplio valle del Ebro. Lateralmente, es posible seguirlo mediante correlación física dentro de las sucesiones carbonatadas de la Formación Alcubierre (p.ej., sección de Lanaja, figs. 3.5).

c) El Límite T6/T7 se reconoce en la Sierra de Alcubierre por la irrupción generalizada

de materiales siliciclásticos (lutitas y arenas) de procedencia septentrional sobre los sedimentos carbonatados lacustres del final de la unidad T6. En el margen ibérico, el límite T6/T7 es una discordancia angular en la región Moneva-Moyuela (Pérez, 1989). Ni la unidad T6 ni la T7 tienen representación conocida en el margen pirenaico.

La sucesión estudiada presenta escasa deformación (sólo están presentes pequeños pliegues locales y fallas de escaso salto), y los estratos yacen horizontales o presentan buzamientos de hasta 5°, dando lugar a una muy amplia y suave estructura que Quirantes (1978) denominó sinclinal del Gállego.

Las asociaciones de facies estudiadas por Arenas (1993) reflejan una evolución lacustre compleja en un contexto de sedimentación carbonatado y/o sulfatado (fig. 3.6). Estas facies se asocian en cuatro secuencias tipo (con potencias que pueden variar desde algunos decímetros hasta 4 metros) que registran la sucesiva superposición de subambientes en el área lacustre a lo largo del tiempo. Estas secuencias tipo responden a asociaciones verticales de facies reales; pero además existen diversas variaciones incompletas (Arenas, 1993) que reflejan la dinámica del sistema lacustre.

Secuencia tipo A: mixta de llanura aluvial-ambiente lacustre carbonatado. Registra sedimentación de llanura aluvial distal (areniscas tabulares o canalizadas (St), lutitas grises y ocreas (Fg y Fo)) seguidas de facies carbonatadas lacustres y posteriormente palustres (Lm y Lb) consecuencia de la implantación de un cuerpo de agua permanente. Dependiendo de las variaciones del nivel del lago, y por tanto de la concentración de solutos en el agua, las facies carbonatadas lacustres pueden estar representadas por facies de calizas laminadas y estromatolíticas (Ll y Ls). Incluso, en periodos áridos (condiciones de *mud-flat* salino) se pueden formar nódulos de yeso (parte inferior de la secuencia). Los canales a la base de la secuencia representan incisiones en depósitos carbonatados anteriores que han quedado expuestos en etapas de nivel de base bajo, y su relleno arenoso varía de 1 a 3 m de espesor. Esta secuencia refleja un proceso de expansión lacustre y somerización del depósito carbonatado.

Secuencia tipo B: carbonatada de somerización lacustre. La secuencia representa un proceso complejo, que implica el ascenso de nivel de agua y expansión del lago y posteriormente una somerización, acompañada de variaciones de salinidad. El proceso está representado primeramente por margas (Ml y Mm) que reflejan una profundización inicial consecuencia de una fase de recarga que pudo incorporar al lago aportes siliciclásticos (Sh y Sm). Posteriormente debido al relleno por procesos de sedimentación y al decrecimiento de los aportes al sistema, se produce la primera somerización, representada por el depósito de carbonatos laminados y estromatolíticos (Ll y Ls). Sobre éstos se encuentran facies bioclásticas masivas (Lm) que reflejan una fase de dilución, producida por una nueva profundización y expansión del cuerpo de agua. Posteriormente, la alta productividad de carbonato y la disminución del suministro de agua conducen al establecimiento de condiciones palustres (Lb).

Secuencia tipo C: carbonatada de profundización-somerización lacustre. Esta secuencia representa un proceso de profundización progresiva seguida de un proceso de somerización, ambos complejos. La sucesión de facies Ls, Ll, M indica una profundización progresiva. Pero la presencia de superficies de erosión en las facies Ll tapizadas por estromatolitos indica que la profundización



Facies	Subfacies	Sedimentary structures	Biological and diagenetic features and components	Interpretation
Marls: M	Laminated marls	Parallel lamination or lenticular stratif.	<sup>e</sup>	Settle-out, mostly in offshore lake areas linked to runoff periods
	Massive marls	None	a,b,c,e	
Laminated limestones: Ll	Ll.1	Lenticular or wavy stratification	Associated <sup>d</sup>	Wave influence above or below storm surge level Shore sheet flows or inner turbidite-like currents (Ll.2). Moderate salinity waters
	Ll.2	Graded parallel lamination	Associated <sup>d</sup>	
	Ll.3	Hummocky cross-stratification	Associated <sup>d</sup>	
Stromatolitic limestones: Ls	Planar encrusts; bioherms; biostromes; coated grains	Microscopic alternations of light and dark micrite laminae	Rod and coccoid calcite bodies; rare filament algae and fungi	Shallow/marginal lacustrine areas; moderate salinity waters
Massive limestones: Lm		Uncommon and poor, irregular lamination	If present, weak bioturbation <sup>a,b,c,e</sup>	Fresh water, shallow lacustrine areas; permanent water supply
Bioturbated limestones: Lb	Depending on the pedogenic processes	Root traces; desiccation cracks	Nodules, breccias, etc. <sup>a,b,c,e</sup>	Palustrine conditions; shallowing of previous fresh water ponded areas
Calcareous crusts: Cc	Depending on diagenetic processes	Massive or laminated character, according to the remaining precursor facies	Salt lenticular or cubic growths; nodular gypsum; dolomite; breccias	Saline diagenesis of pre-existing facies Ll, Ls and M
Nodular gypsum: Gn		Commonly, massive	Alabastrine mm-dm nodules, as beds or isolated	Evaporative processes in saline mud flats.
Lenticular gypsum: Glen		Massive, rarely forming laminae	Alabastrine texture	Gypsum precipitation in water lake and interstitial within the sediment
Rippled and laminated gypsum: Gr, Gl		Parallel, lenticular and rippled lamination	Alabastrine texture	Gypsum precipitation in hypersaline lake water
Halite: H		Cubic and chevron textures		Precipitation of NaCl in very shallow salinas
Green, grey and ochre mudstones: Fg and Fo		None, massive; parallel lamination	Bioturbation; mottling <sup>a,b,c,e</sup>	Nearshore lake areas or alluvial plains surrounding lacustrine areas
Sandstones: Sm, Sl, Sr or St		Massive, parallel, rippled or trough cross-stratification	Bioturbation <sup>e</sup>	Sheet flows and channels of the alluvial plain near or within the lake area

<sup>a</sup> Gastropods; <sup>b</sup> Ostracods; <sup>c</sup> Charophytes; <sup>d</sup> Stromatolites; <sup>e</sup> Carbonaceous debris.

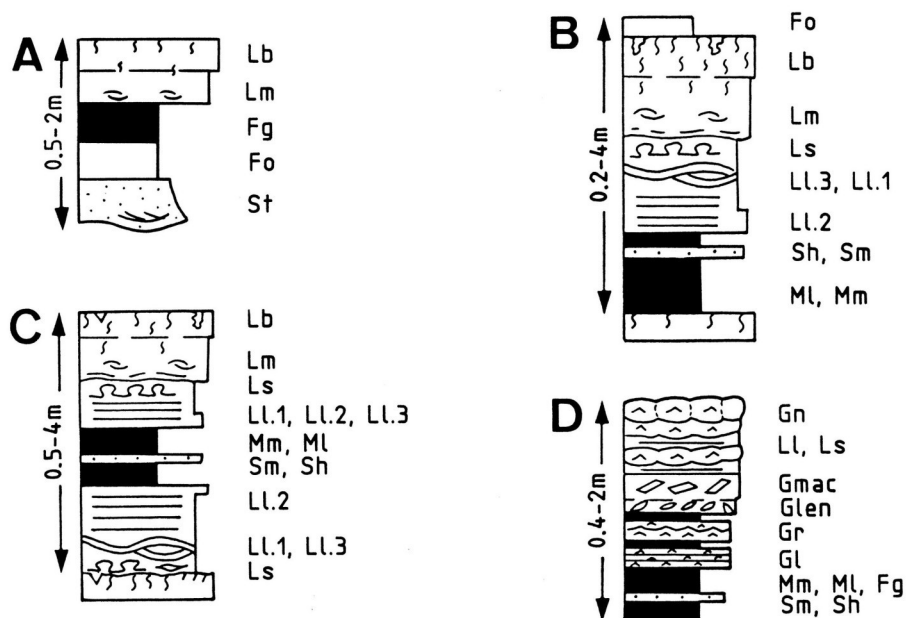


Figura 3.6 Asociaciones de facies del sector central de la Cuenca del Ebro (Arenas y Pardo, 1999). A: secuencia mixta de llanura aluvial-ambiente lacustre, B: secuencia carbonatada de somerización lacustre, C: carbonatada de profundización-somerización lacustre, D: secuencia evaporítica de somerización lacustre.



es compleja, en varias fases con fluctuaciones en el nivel y energía del lago. Las facies margosas indican la fase de mayor profundización a partir de la cual comienza un proceso de somerización similar al de la secuencia tipo B.

Secuencia tipo D: evaporítica de somerización lacustre. La secuencia representa un proceso complejo de somerización similar al de la secuencia tipo B, pero que se produce en ambientes evaporíticos con nivel del lago notablemente más bajo. Las facies de margas (Mm, MI) con episodios de sedimentación arenosa (Sm, Sh) reflejan la fase de mayor dilución y expansión del cuerpo de agua, pero en unas condiciones de bajo nivel del lago, sujeto a fuerte evaporación. En esta situación se puede producir precipitación de yesos de grano fino en lámina de agua y formar depósitos laminares y ripples (GI y Gr). La presencia de margas intercaladas entre los yesos indica eventos de mayor dilución por nuevos aportes de agua. Cuando se producen períodos largos de nivel del lago algo más alto se puede dar precipitación de carbonatos (LI y Ls). Posteriormente nuevos periodos de nivel bajo del lago, combinado con una fuerte evaporación, pueden exponer las facies previas y producirse procesos de bombeo evaporítico que originen el crecimiento de yeso nodular en los depósitos de margas, yesos o carbonatos.

La correlación entre perfiles estratigráficos y la distribución espacial y temporal de litofacies llevó a proponer un sistema lacustre cerrado para esta parte central de la cuenca, en el que las variaciones del nivel del agua suponen desplazamientos kilométricos de la línea de costa del lago y conllevan la migración de los diferentes subambientes (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999). El modelo sedimentario implica variaciones en los aportes de agua a la cuenca y por tanto en el nivel del lago, condicionando el tipo de sedimentación en el medio. Durante los periodos en los cuales el nivel del lago era alto (fig. 3.7a) los autores proponen que había un único cuerpo de agua. En estas condiciones, un alto contenido de biota incrementaba la producción de carbonato, por lo que se podían formar gruesas capas de calizas masivas (Lm), frecuentemente bioclásticas, en los márgenes del lago. Estas áreas tenían amplios cinturones palustres con densa vegetación donde se formaban calizas bioturbadas (Lb). Mientras tanto en zonas más internas del lago se estaban depositando finas capas de margas. Episódicamente, se pudieron producir descensos limitados del nivel del lago (fig. 3.7a) que llevaban a la exposición de los carbonatos anteriormente depositados y la instauración sobre estos de condiciones palustres. Mientras, en el lago las condiciones más salinas dieron lugar al desarrollo de facies de carbonatos laminados y estromatolíticos (LI y Ls) y continuaba la formación de margas en zonas más internas. Durante los periodos de mayor descenso del nivel del lago (fig. 3.7b) podían existir diversos cuerpos de aguas más concentradas donde se formarían depósitos salinos, predominantemente de yesos laminados (GI), en ocasiones con ripples (Gr), y de yesos lenticulares (Glen). Mientras, los carbonatos producidos anteriormente en los periodos de nivel alto del lago quedaban expuestos y sometidos a erosión. En las zonas de *mud flat* tenían lugar procesos como la formación de grietas de desecación, brechas y, sobre todo, la formación intrasedimentaria de yesos nodulares (Gn). La sucesión de descensos y ascensos del nivel del agua del lago a través del tiempo dio lugar a las relaciones laterales entre las distintas litofacies y las formaciones definidas en el sector (fig. 3.7c). En la figura 3.8 (Arenas y Pardo, 1998) se ilustra la formación de las secuencias descritas en la figura 3.6 durante una etapa de descenso del nivel lacustre, con la consiguiente superposición de procesos diagenéticos, debidos esencialmente a pedogénesis y al bombeo evaporítico.

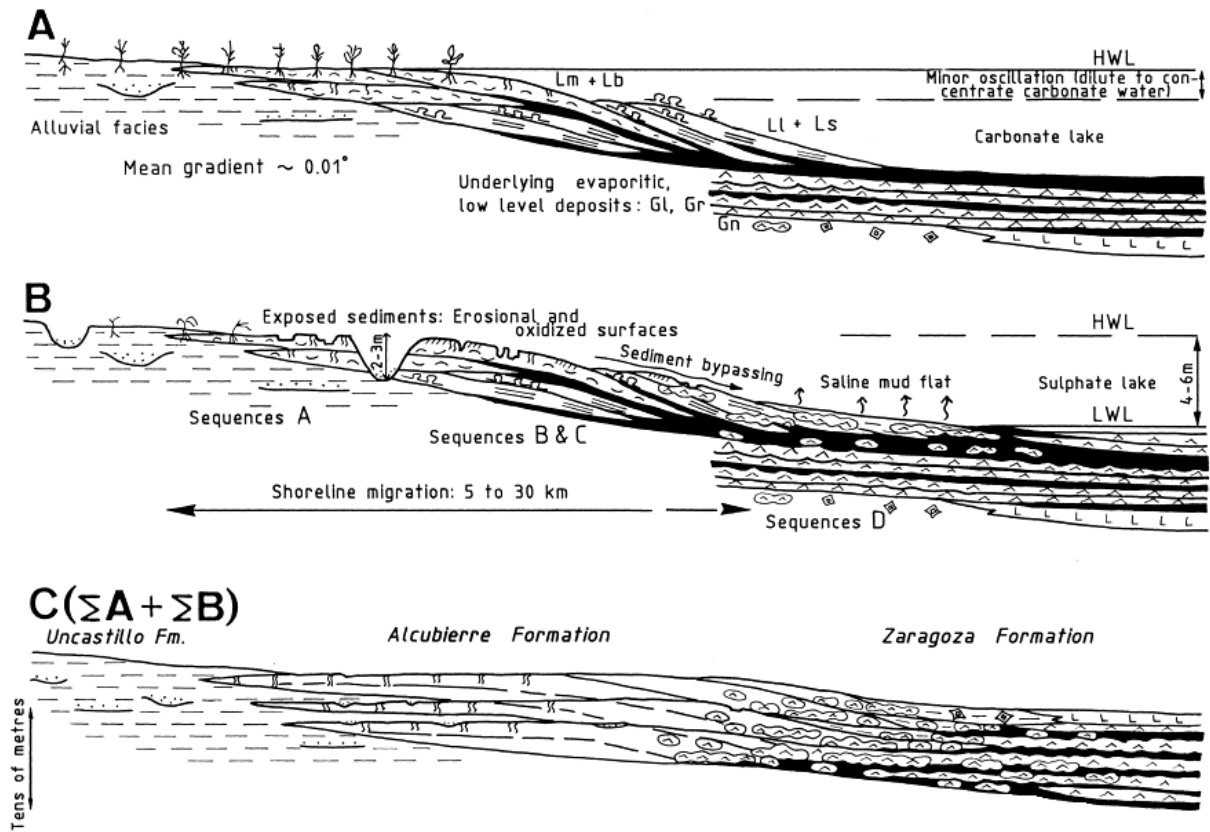


Figura 3.7 Modelo de facies lacustres para las unidades T5, T6 y T7 del sector central de la Cuenca del Ebro (Arenas y Pardo, 1999). (A) Periodo de nivel alto del lago, formación predominante de carbonatos. (B) Nivel del lago bajo, desarrollo de los ambientes de depósito sulfatado y mud flats salinos. (C) Superposición recurrente de las situaciones A y B, que muestra las relaciones laterales de las litofacies (formaciones) presentes en el sector.

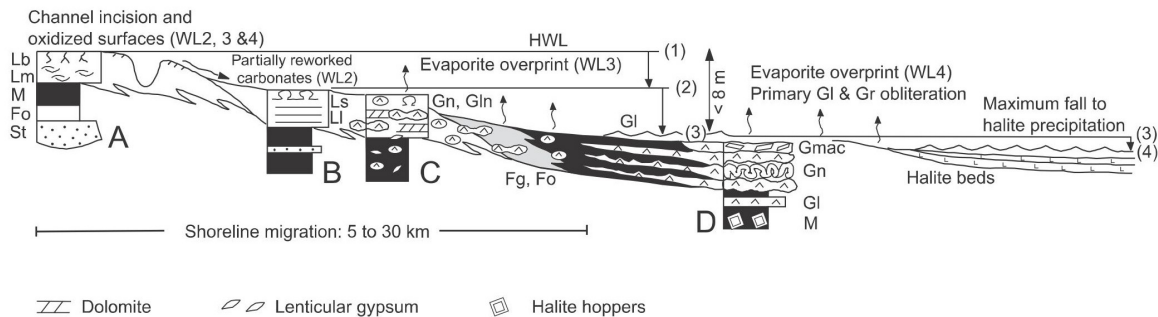


Figura 3.8 Esquema que muestra diferentes secuencias y procesos resultantes de una bajada continuada del nivel del agua en el ambiente lacustre del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Mioceno (Arenas y Pardo, 1998). (A) Secuencia tipo mixta de llanura aluvial-ambiente lacustre carbonatado; (B) secuencia tipo carbonatada de somerización lacustre; (C) secuencia tipo carbonatada de somerización lacustre tras el proceso de bombeo evaporítico producido por el descenso al nivel lacustre 3; (D) secuencia tipo evaporítica de somerización lacustre tras el descenso al nivel lacustre 4.

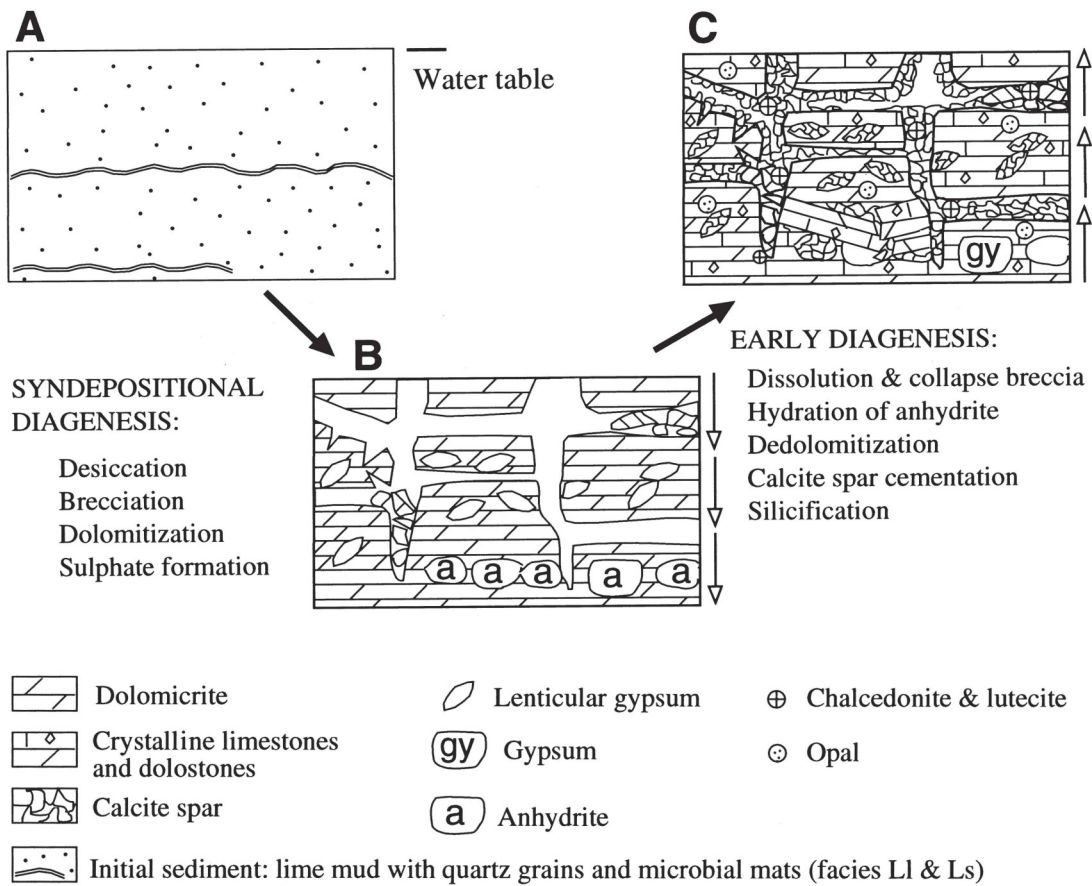


Figura 3.9 Esquema de los procesos diagenéticos que dan lugar a la facies de karst singenético. A) Sedimento inicial: fango carbonatado con láminas de detríticos y tapices microbianos (facies Ll y Ls). B) Diagénesis sindeposicional durante los niveles de lago bajo. C) Diagénesis temprana durante ascensos del nivel del lago (Arenas *et al.*, 1999).

Durante los episodios de nivel bajo del lago, las áreas de depósito sulfatado, en algunos casos (como en la unidad T5 en los Montes de Castejón) estaban separadas por pequeñas zonas subaéreas que actuaban como barreras, y que sufrieron procesos diagenéticos salinos durante esos periodos, y de disolución-precipitación en periodos posteriores en los que el nivel del lago ascendía, produciéndose el desarrollo de karst singenético (Arenas *et al.*, 1999). Los carbonatos diagenéticos así producidos (fig. 3.9) consisten en calizas y dolomías, asociadas a estromatolitos y margas, que se desarrollaron a partir de las calizas laminadas, calizas estromatolíticas y margas originales. Las facies de karst singenético pueden presentar sustitución de facies previas por dolomita, cavidades y grietas distribuidas aleatoriamente o alineadas paralelamente con la estratificación, brechas, reemplazo de mosaicos cristalinos a partir del huésped por dedolomitización, relleno de huecos por cementos calcíticos gruesos, pseudomorfos de yeso o nódulos de anhidrita y nódulos o capas de sílex. Todas estas características y componentes pueden estar presentes en distintos grados de modificación de la fábrica original; pudiendo variar desde un grado de modificación bajo, donde se reconocen características previas del huésped, a intenso, donde las características iniciales son difícilmente reconocibles.



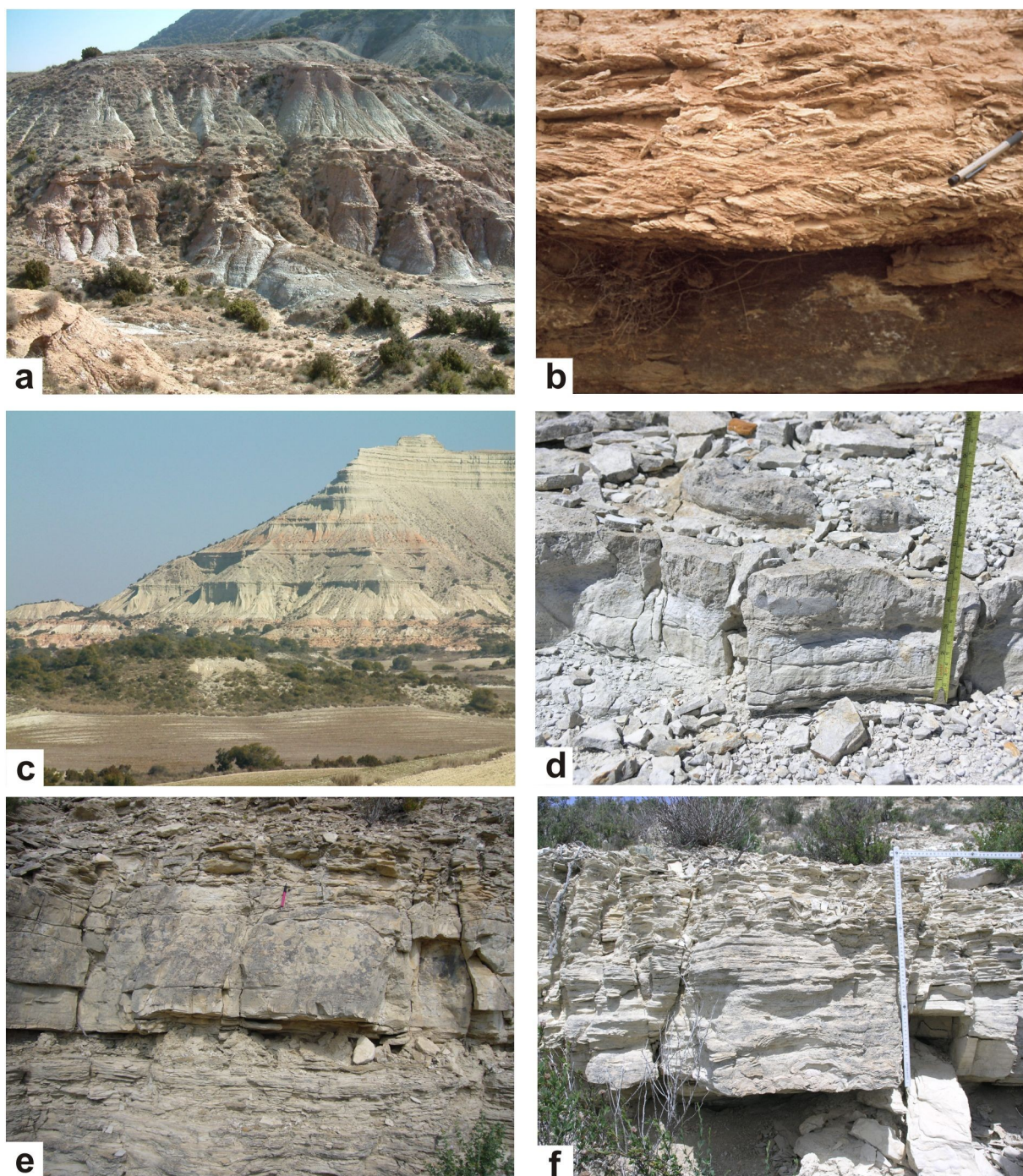


Lámina 3.1 a) Lutitas con intercalaciones de areniscas. Parte inferior de la sección de Castillo de Sora. Unidad T5 (Montes de Castejón). b) Areniscas con laminación cruzada de ripples unidireccionales. Unidad T5 (Montes de Castejón). c) Unidades T5 (lutitas y margas con intercalaciones de calizas, areniscas y yesos) y T6 (calizas) en la sección de Castillo de Sora (Montes de Castejón). d) Calizas beige y grises con bioturbación creciente hacia techo y nódulos de sílex (facies de calizas bioturbadas). Sección de San Caprasio (unidad T6, Sierra de Alcubierre). e) Calizas laminadas con intercalaciones margas. En el estrato central se observan superficies onduladas que corresponden a estratificación cruzada hummocky. Sección de San Caprasio (unidad T6, Sierra de Alcubierre). f) Estromatolitos en la base de un estrato de calizas laminadas. Sección de San Caprasio (unidad T6, Sierra de Alcubierre).





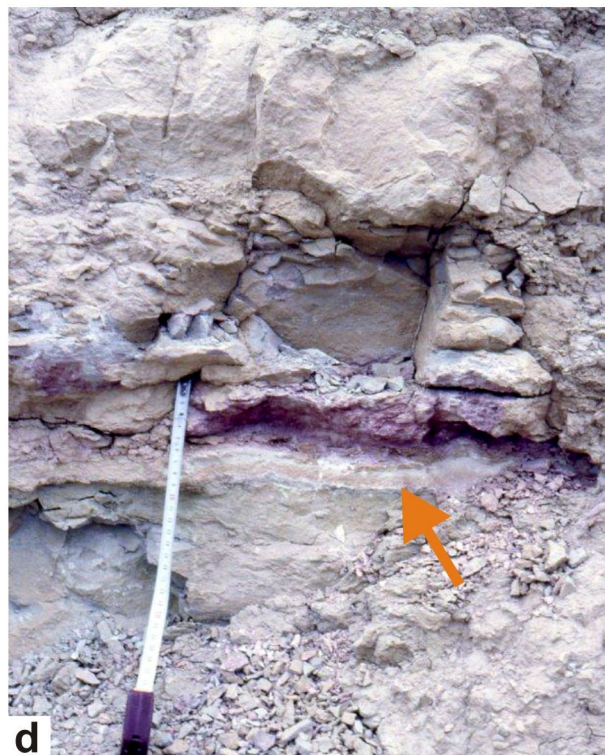
**a**



**b**



**c**



**d**

Lámina 3.2. a) Yesos y margas. Formación Zaragoza (Sierra de Alcubierre). b) Lutitas con intercalaciones de calizas. Sección de Ontiñena (Unidad T5, Unidad Llanos de Cardiel, estribaciones de la Sierra de Alcubierre). c) Costra calcárea originada por karstificación singenética en depósitos lacustres. Sección de Esteban (techo de la unidad T5, Montes de Castejón). d) Depósito de cenizas volcánicas (señalado con flecha) entre margas y calizas. Unidad T5, Cantera del Tejar, estribaciones de la Sierra de Alcubierre.

### 3.2.1 Secciones estratigráficas de la Sierra de Alcubierre

La situación de las secciones estratigráficas levantadas en la Sierra de Alcubierre y sus estratificaciones aparece en las figuras 3.3 y 3.5. Las secciones de Albalatillo, Lanaja y San Caprasio se han levantado sobre las realizadas previamente por Arenas (1993), ampliando su extensión vertical original en un total de 144 metros (Albalatillo 78m, Lanaja 16 m, San capasio 50 m), con el propósito de cubrir una mayor extensión temporal y facilitar las labores de correlación. El intervalo estratigráfico que abarca la sección de Ontiñena es sensiblemente mayor que el de su homónima de Luzón (2001) y se ha realizado en una situación ligeramente más oriental.

#### *Sección de Ontiñena*

La sección (fig. 3.10) se ha levantado en la hoja nº 386 (Peñalba) del MTN a escala 1:50.000, al Sureste de la localidad de Ontiñena, en la margen derecha del río Alcanadre. La base se sitúa en la confluencia del Barranco del Cherminillo y del barranco Valle de Agapita y el techo en un pequeño relieve junto al kilómetro 8 de la carretera HU-V-8601.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 31TBG597157

Techo: 31TBG594086

Potencia: 141 metros

En la sección de Ontiñena (fig. 3.10) se han diferenciado cinco tramos distintos. Estos tramos vienen a coincidir con la alternancia de las unidades litoestratigráficas *Lutitas y areniscas de Ballobar* (Luzón, 1994) y *Lutitas y calizas del Llano de Cardiel* (Cabrera, 1983), según se describen en Luzón (2001). Estas unidades, en la zona donde se ha levantado la sección, se corresponden con la Fm. Sariñena de Quirantes (1978) en su parte más distal, donde la presencia de carbonatos se hace más evidente.

- Tramo *Ontiñena I* (metro 0 a 21,5): Alternancia de niveles de lutitas de colores rojos, marrones y grises y calizas grises en paquetes de hasta 2 metros de potencia, con frecuencia intensamente bioturbadas.

- Tramo *Ontiñena II* (metro 21,5 a 50): 38,5 metros de lutitas de colores rojos, grises y marrones con intercalaciones de areniscas (hacia la base del tramo con morfología canaliforme) y calizas grises.

- Tramo *Ontiñena III* (metro 50 a 94,5): 44,5 metros de lutitas de colores rojos y grises con intercalaciones de calizas grises, algunas de ellas arenosas. En la base destaca un paquete potente (3 m) de calizas con estratificación ondulada.

- Tramo *Ontiñena IV* (metro 94,5 a 114): 19,5 metros de lutitas de colores rojos, marrones y grises con intercalaciones de areniscas marrones tabulares de menos de 20 cm, esporádicamente amarillas, y calizas grises.

- Tramo *Ontiñena V* (metro 114 a 141): 27 metros de lutitas de colores rojos, grises y



marrones con intercalaciones de calizas grises, ocasionalmente marrones. Las calizas son más abundantes en la base del tramo, donde forman un paquete de 5,5 m en alternancia con las lutitas.

Las lutitas y margas son, con mucho, las litologías más abundantes de la sección. Se presentan en niveles con potencias que varían desde pocos centímetros (asociados como intercalaciones a estratos de calizas, en el tramo I y en la base del tramo V) hasta 5 metros. Dominan los niveles de potencia métrica. Fundamentalmente son masivas, aunque se presentan laminadas en los primeros metros del tramo I; en este mismo tramo, en torno al metro 12, presentan un nivel con bioturbación por raíces. En algunos puntos de los tramos III y IV se han encontrados finos niveles de yeso fibroso cuyos cristales han crecido a favor de discontinuidades en la estratificación de las lutitas.

Las calizas de la sección de Ontiñena presentan texturas *mudstone* y *wackestone*. Básicamente se trata de calizas bioclásticas masivas; sólo muy esporádicamente se ha encontrado una laminación muy leve. Se presentan en estratos tabulares con frecuencia con el techo y/o la base irregular. En buena parte del tramo I y en la base del tramo III los estratos de calizas presentan bases y techos ondulados. Se han medido potencias que oscilan entre escasamente 1 centímetro hasta 40 centímetros. Estos estratos se pueden encontrar agrupados en paquetes de hasta 3 metros de potencia. La bioturbación es frecuente, sobre todo hacia techo de los estratos. Ocasionalmente incluyen niveles con restos carbonosos, que se han localizado en los tramos más ricos en calizas, como en los tramos I y III. Hacia techo del tramo III se han encontrado grietas de desecación y porosidad rellena de yeso recristalizado.

Las areniscas son relativamente escasas; sólo se encuentran en los tramos II y IV. Son masivas y de grano fino. En el tramo II varios niveles están pobremente consolidados. Se presentan con geometrías predominantemente tabulares de entre 3 y 30 centímetros de potencia; sólo en la base del tramo II se han encontrado morfologías canaliformes de hasta 135 centímetros de potencia.

Los tramos I, III y V corresponden a la *litofacies de lutitas y calizas*, que Luzón (2001) interpreta como zonas eulitorales-palustres que constituyeron un tránsito entre las llanuras lutíticas, localizadas en las partes distales de abanicos aluviales, y las áreas lacustres carbonatadas. Luzón (2001) estima que el medio de formación de las calizas puede estar tanto en zonas marginales de las áreas lacustres estables relacionadas lateralmente con abanicos aluviales, como en lagunas someras aisladas que pueden generarse en el interior de las llanuras aluviales.

Los tramos II y IV se han identificado con la *litofacies de lutitas y areniscas* de Luzón (2001). Estos tramos se interpretan como depositados en llanuras aluviales de gran amplitud, en zonas de desconfinamiento de flujos situadas aguas abajo de las áreas predominantemente canalizadas. La existencia de algunos cuerpos canaliformes indica la persistencia de algunas canalizaciones. Los niveles calcáreos pueden responder a la formación de pequeñas zonas encharcadas con desarrollo de vegetación enraizada.

En resumen, la sección de Ontiñena comienza con el predominio de un ambiente lacustre permanente que se ve invadido a partir del tramo II por un sistema aluvial distal. En los tramos siguientes se registran episodios de expansión lacustre sobre las llanuras aluviales distales. Estos episodios tienen un registro variable; los de mayor potencia alcanzan paquetes de calizas de unos 5

metros en los tramos III y V.

#### *Sección de Albalatillo*

Se ha levantado en las hojas nº 357 (Sariñena) y nº 386 (Peñalba) del MTN a escala 1:50.000, al sur de la localidad de Albalatillo, en la margen derecha del río Alcanadre. La base se sitúa en el Arroyo de los Pedregales y el techo en el vértice geodésico de Buralroyo (512 m).

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM374182

Techo: 30TYM350157

Potencia: 265 metros.

En la sucesión de Albalatillo (fig. 3.11) se han establecido cuatro tramos fundamentales atendiendo a la composición litológica. Los dos primeros tramos, esencialmente detríticos, coinciden con la unidad litoestratigráfica Formación Sariñena, mientras que los dos últimos se incluyen en la Formación Alcubierre.

Tramo *Albalatillo* I (metro 0 a 42): Alternancia de lutitas de colores marrones, rojos y grises y de areniscas grises y marrones poco potentes (de 15 a 70 centímetros); existen también algunas intercalaciones de calizas grises y de color marrón claro. La tendencia general de la evolución sedimentaria es ligeramente granocreciente.

Tramo *Albalatillo* II (metro 42 a 95): 53 metros de alternancia de lutitas marrones, rojas y grises y areniscas grises y marrones en estratos de hasta 130 centímetros, con algunas intercalaciones de calizas grises y de color marrón claro. La tendencia general de la evolución sedimentaria es granodecreciente.

Tramo *Albalatillo* III (metro 95 a 143): 48 metros de alternancia de lutitas de colores marrones, naranjas, rojos y grises y calizas grises y de color marrón claro con intercalaciones de areniscas grises. Existe una mayor abundancia de calizas en la parte superior del tramo. En torno al metro 133 se encuentra situado el nivel de cenizas de Albalatillo (NCA), véase apartado 4.4.

Tramo *Albalatillo* IV (metro 143 a 265): 122 metros de lutitas de colores marrones, rojos, verdes y grises con intercalaciones de calizas grises, y escasos niveles de areniscas grises. En el metro 233 de este tramo se sitúa la localidad de restos de micromamíferos Albalatillo 227 (ALBA 227), véase apartado 4.2.

Las lutitas aparecen en niveles cuya potencia varía entre 10 centímetros y 4 metros; son fundamentalmente masivas a lo largo de toda la sección, sólo ocasionalmente presentan laminación paralela. Se presentan frecuentemente bioturbadas. No es infrecuente la presencia de marmorización y la formación de nódulos de hierro o de yeso (de diámetro no superior a 1 o 2 centímetros).

Las calizas se disponen en estratos tabulares (de 2 a 60 centímetros de potencia) distribuidos irregularmente a lo largo de toda la sección, aunque pueden agruparse en paquetes de



hasta 250 centímetros. Las texturas dominantes en estas calizas varían entre *mudstone* y *wackestone*, pero ocasionalmente también presentan texturas tipo *packstone*. Se trata de calizas masivas y, ocasionalmente, laminadas; las primeras fundamentalmente bioturbadas e incluso con nodulización y brechificación, sobre todo en los tramos altos de la sección.

El tamaño de grano de las areniscas de la sección de *Albalatillo* varía de fino a medio, excepcionalmente puede ser grueso. La potencia de los estratos puede ser desde 10 a 120 centímetros. Las geometrías dominantes son tabulares, pero ocasionalmente pueden ser lenticulares. La presencia de estructuras sedimentarias como laminación paralela, ripples, laminación cruzada y estratificación cruzada en surco son frecuentes en los tramos I y II.

Especialmente interesante en esta sección es la presencia de un nivel tabular de 4 ó 5 centímetros de espesor, de color blanco y blanco-grisáceo, situado en el tramo III (alrededor del metro 133) constituido por cristales milimétricos, cuyo componente mineralógico principal es la analcima (hasta el 90%); en menores proporciones también contiene calcita, cuarzo, feldespato y minerales de la arcilla (principalmente esmectita). A este nivel, al que denominaremos NCA (nivel de cenizas de Albalatillo, (Lámina 3.2d), se le atribuye un origen volcánico, donde las cenizas volcánicas depositadas inicialmente se vieron transformadas diagenéticamente en el nivel ceolítico que podemos observar actualmente (Arenas, 1993; Bauluz *et al.*, 1994).

El límite entre los tramos I y II se identifica con el límite entre las UTS T4 y T5, que en el sector meridional de la cuenca se caracteriza por el cambio en la evolución vertical de granocreciente a granodecreciente. Sin embargo ha de tenerse en cuenta que el cambio en la evolución granocreciente a granodecreciente donde se sitúa el límite entre las UTS T4 y T5 se produce en facies aluviales distales, donde la inversión en la tendencia de la evolución vertical no se concreta en un contacto neto, sino dentro de un intervalo de varios metros. Este límite se corresponde con el caracterizado y cartografiado por Luzón (2001) para las mismas unidades al este del área de estudio, pero esta correlación tampoco es de una precisión absoluta debido a los frecuentes cambios laterales de facies y a la presencia de recubrimientos. En definitiva, la situación propuesta para el límite T4/T5 debe entenderse como una aproximación, que posiblemente representa su posición más alta admisible (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002).

Los tramos I y II se identifican con la *litofacies de lutitas y areniscas* de Arenas (1993). Esta litofacies representa zonas distales de sistemas aluviales que disponen de una red de canales poco sinuosos con desplazamiento lateral activo y frecuentes episodios de desbordamiento. En las áreas de inundación se produce el depósito de láminas de arena y de lutitas. En estas áreas se registra colonización vegetal intensa, oscilaciones del nivel freático que causan marmorización, así como procesos de bombeo evaporítico que generan los horizontes de nódulos de yeso.

Las calizas corresponden a episodios lacustres que suponen la expansión de cuerpos de agua permanentes, donde prolifera la flora y la fauna lacustres; o bien al desarrollo de áreas encharcadas dentro de la llanura lutítica.

Los tramos III y IV se pueden asignar a la *litofacies de lutitas o margas y calizas* de Arenas (1993). La litofacies de *lutitas o margas y calizas* refleja la sedimentación en áreas lacustres marginales con importante influencia de aportes terrígenos y en llanuras lutíticas periféricas a los

lagos, que son afectadas por los procesos de expansión de éstos.

Así pues, la sección de Albalatillo comienza con facies propias de medios aluviales distales. Posteriormente, en el comienzo del tramo III se instala un medio lacustre somero estable, que en el tramo IV alterna de forma cíclica con las facies aluviales más distales.

#### *Sección de Lanaja*

Esta sección se ha levantado en la hoja nº 356 (Lanaja) del MTN escala 1:50.000 al Sur de la localidad de Lanaja, a lo largo de la carretera HU-V-8112 que cruza la Sierra de Alcubierre hacia Castejón de Monegros, al Este de Torre Ventosa. La base se encuentra próxima a la casa de Daviges. El techo se sitúa en la cota 665 en la plana de La Corona.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM212205

Techo: 30TYM210187

Potencia: 177 metros.

En esta sección se pueden diferenciar tres tramos distintos (fig. 3.12). El conjunto de la sección, esencialmente carbonatado, se incluye en la Formación Alcubierre.

Tramo *Lanaja I* (metro 0 a 75): Lutitas y margas de colores marrones y grises, algunas son verdes o rojas, con intercalaciones de calizas grises y de color amarillo y de areniscas grises y marrones. En el metro 39 se encuentra situada la localidad de micromamíferos Lanaja 34A (LN34 A), véase apartado 4.2.

Tramo *Lanaja II* (metro 75 a 153): 78 metros de alternancia de calizas fundamentalmente de color gris y algunas blancas, y lutitas grises y marrones, algunas rojas o verdes, con escasas intercalaciones de areniscas grises. En torno a los metros 105 y 108 se encuentran situadas sendas localidades de micromamíferos: Lanaja 142 (LN 142) y Lanaja 145 (LN145), véase apartado 4.2.

Tramo *Lanaja III* (metro 153 a 177): 24 metros de lutitas de colores marrones y margas grises, ocasionalmente verdes, con intercalaciones de calizas blancas, grises, beiges y amarillas y ocasionalmente de areniscas grises o marrones.

Los niveles de lutitas y margas de la sección de *Lanaja* presentan potencias de entre 5 centímetros y 2 metros. Estos niveles son fundamentalmente masivos a lo largo de toda la sección, aunque pueden presentar una laminación horizontal ocasional que, en algunos casos, se debe a finas láminas de arena. Estas litologías presentan zonas de bioturbación en toda la parte superior de la sección. Esporádicamente, como en la parte superior del tramo I, incluyen nódulos de yeso o láminas de yeso fibroso.

Las calizas varían de textura *mudstone* a *wackestone*, y se disponen en estratos tabulares de 5 a 50 centímetros de potencia, que pueden agruparse en paquetes de hasta 250 centímetros. Su facies es mayoritariamente masiva y en menor proporción laminada. Las calizas masivas presentan siempre bioturbación, más intensa en los techos de los estratos. Pese al dominio de las

calizas masivas, la presencia de calizas laminadas es algo más frecuente hacia techo del tramo I, en algunos puntos aislados del tramo II y en la mitad inferior del tramo III. En la mayor parte de los casos la laminación es debida a finos intervalos detríticos. Con cierta frecuencia las calizas masivas de la sección de Lanaja presentan nodulización y brechificación, y ocasionalmente también es posible observar microkarstificación. Existen niveles estromatolíticos centimétricos asociados a las calizas laminadas al techo del tramo I y hacia la mitad del tramo III.

Las areniscas son ocasionales, salvo en el tramo I. El tamaño de grano varía de fino a medio y normalmente se presentan en capas de morfología tabular, en algunos casos lenticular, de entre 20 y 75 centímetros de potencia, que se pueden agrupar en paquetes de hasta 160 centímetros. Pueden presentar estructuras como laminación paralela o estratificación *flaser* (bastante abundante hacia techo del tramo I). Sin embargo, alrededor del metro 140 (hacia techo del tramo II), se reconocen unos niveles de arenisca que presentan morfologías canaliformes con bases fuertemente erosivas y depósito basal de grano grueso.

Hacia la mitad del tramo III Arenas (1993) situó el límite entre UTS T5/T6 de forma aproximada, mediante correlación fotogeológica y criterios sedimentológicos ya que en el campo no es evidente la presencia de una ruptura sedimentaria dentro de la sucesión del tramo.

Los tramos I y III se identifican con la *litofacies de lutitas o margas y calizas* de Arenas (1993). Esta litofacies se puede interpretar como la sedimentación en áreas lacustres marginales con importante influencia de aportes terrígenos o en llanuras lutíticas periféricas a los lagos, que son afectadas por los procesos de expansión de éstos. Las calizas laminadas y estromatolíticas implican condiciones de mayor concentración de solutos en el cuerpo de agua.

El tramo II se identifica con la *litofacies de calizas y margas* de Arenas (1993). El tramo se interpreta, pues, como el desarrollo de áreas lacustres carbonatadas de amplia extensión. Existe un predominio de las facies carbonatadas de calizas masivas y bioturbadas frente a las facies de calizas laminadas y estromatolíticas, por lo que se puede hablar, según la interpretación de Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1999), de una mayor representación de los periodos de aguas dulces en que el lago alcanza una mayor expansión y tiene alta productividad, con proliferación de fauna y flora subacuáticas y con zonas marginales palustres; en contraste, serían más escasos los momentos de aguas concentradas, de alta salinidad, en que el lago se retrae y presenta una productividad mínima de macrofitas y fauna, y donde la actividad biológica es principalmente de origen bacteriano. De cualquier forma, se trataría de la implantación de áreas lacustres de cierta entidad, con un cuerpo permanente de agua en el que se diferencian sectores centrales y marginales, con algunos episodios de mayor aridez (fig. 3.7a). Las areniscas del metro 140 se pueden interpretar como la incisión debida a una caída del nivel lacustre y lateralmente correspondería a depósitos de yeso en áreas más centrales de la cuenca (fig. 3.7b).

En conjunto, la sección de Lanaja registra la presencia de un sistema lacustre carbonatado somero que pasa de una situación más marginal en su primer tramo a una situación más de centro de lago en el segundo tramo; finalmente en el tramo III se vuelven a encontrar ambientes marginales del sistema lacustre con episodios de nivel más bajo y sedimentación carbonatada de aguas más salinas.

### *Sección de San Caprasio*

Esta sección se ha realizado en la hoja nº 356 (Lanaja) del MTN a escala 1:50.000 al Noreste de la localidad de Farlete. Comienza al oeste del paraje denominado El Morrano, cerca del barranco de San Caprasio, y termina en la Ermita de San Caprasio.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM095197

Techo: 30TYM108222

Potencia: 272 metros.

En esta sección se han diferenciado cuatro tramos fundamentales característicos desde el punto de vista litológico (fig. 3.13). El primer tramo, constituido por carbonatos y evaporitas es una parte de la Formación Zaragoza, mientras que el resto de los tramos, con facies carbonatadas y detríticas, se incluyen en la Formación Alcubierre.

Tramo *San Caprasio* I (metro 0 a 47): Alternancia de lutitas de colores grises, marrones y verdes y yesos blancos con intercalaciones de calizas grises, beige y amarillas.

Tramo *San Caprasio* II (metro 47 a 165): 118 metros de alternancia de calizas de colores grises y beige y de lutitas y margas grises, marrones y verdes con intercalaciones de areniscas grises y marrones y de yesos blancos. Las intercalaciones de areniscas son más abundantes en la mitad superior del tramo. En este tramo, en el metro 102, se ha encontrado la localidad de restos de micromamíferos San Caprasio 109 (SC 109), véase apartado 4.2.

Tramo *San Caprasio* III (metro 165 a 261): 96 metros de alternancia de lutitas de colores marrones y grises y areniscas grises con intercalaciones de calizas también grises y marrones. En torno al metro 244 se encuentra situado el yacimiento de micromamíferos San Caprasio 212 (SC 212), véase apartado 4.2.

Tramo *San Caprasio* IV (metro 261 a 272): 11 metros de alternancia de calizas grises y lutitas marrones.

Las lutitas y margas de la sección de San Caprasio se presentan en paquetes de hasta 8 m de potencia. En el tramo I las lutitas pueden incluir nódulos de yeso alabastrino con cierta frecuencia. En el tramo II la inclusión de nódulos de yeso se produce en la base del tramo y hacia techo del tramo (metro 135 a 145) donde representa la terminación oriental del Miembro Perdiguera (Arenas y Pardo, 1994).

Las calizas se presentan fundamentalmente en estratos tabulares (de 5 a 120 centímetros de potencia, a veces agrupados en paquetes de hasta 10 metros de potencia), aunque se pueden encontrar también con bases irregulares u onduladas. La textura de estas calizas varía de *mudstone* a *wackestone*; ocasionalmente también pueden ser *packstone*. Las calizas son tanto masivas bioclásticas como laminadas con niveles milimétricos de detríticos. La bioturbación es típica de las calizas masivas y es más intensa en el techo de los estratos, presentando también nodulización e incluso microkarstificación en algunos casos. Las calizas laminadas presentan una alternancia de

láminas de carbonato y láminas y lenticulas detríticas, estructuradas como laminación horizontal, laminación en ripples y estratificación cruzada de tipo *hummocky*. Asociados a las calizas laminadas son frecuentes los niveles estromatolíticos de morfología diversa, especialmente las incrustaciones planares, onduladas y mameliformes. Ocasionalmente las calizas presentan nódulos de yeso alabastrino (en la base de la sección) y de sílex; este último se encuentra también en forma de láminas.

Las areniscas de la sección de San Caprasio tienen un tamaño de grano que varía desde fino a grueso; están presentes tanto como láminas dentro de lutitas y calizas de 2 a 5 centímetros, como en niveles tabulares o canaliformes de 5 centímetros a 1 metro. Las mayores potencias de estos niveles se alcanzan en el tramo III. Algunas areniscas son masivas, pero otras presentan estructuras como estratificación cruzada y laminación debida a ripples.

Los yesos de la sección San Caprasio son microcristalinos con estructura nodular. Son niveles de potencia variable, algunos alcanzan hasta 1 metro. En ocasiones la continuidad lateral es escasa. Se presenta en alternancia con calizas laminadas y también como nódulos dispersos hospedados por éstas, a las que llegan, en muchos casos, incluso a desplazar casi completamente. También pueden presentarse en forma de nódulos dispersos o formando niveles inmersos en las margas.

El techo del tramo I corresponde al límite entre las Unidades Tectosedimentarias T5 y T6, el tramo II corresponde a la UTS T6 y los tramos III y IV a la UTS T7, todos ellos de Arenas (1993).

El tramo I se identifica con la *litofacies de yesos, lutitas o margas y calizas* de Arenas (1993). Se interpreta como la sedimentación en lagos salinos extensos y someros. Estos lagos experimentan ciclos de expansión-retracción debido a la evolución climática. Se registran diversos ambientes dentro de un contexto de *playa-lake*: la sedimentación dentro del lago da lugar a facies de yesos laminados, calizas laminadas o de estromatolitos según el grado de concentración de las salmueras. Cuando la retracción es máxima se dan situaciones de *mud flat* salino, con amplias zonas de exposición subaérea. En estas condiciones se generalizan los procesos de bombeo evaporítico (Salvany, 1989) y las facies de yeso intersticial (nodular) enmascaran las facies carbonatadas y yesíferas originadas bajo lámina de agua (fig. 3.8).

El tramo II se identifica con la *litofacies de calizas y margas* de Arenas (1993). Se interpreta como depósitos de áreas lacustres carbonatadas de amplia extensión, con un cuerpo permanente de agua con sectores centrales y marginales diferenciados, que debido a las variaciones en el nivel del lago se alternan en el registro. Estas variaciones se deben al cambio en la afluencia de los aportes y cantidad de evaporación que condicionan la dilución del agua y la productividad biológica. En este tramo se encuentran tanto calizas masivas y bioturbadas, características de los momentos de alta dilución y productividad de carbonato de origen orgánico, como calizas laminadas y estromatolíticas, que se producen en condiciones de mayor concentración de las aguas con la consiguiente limitación en la producción biológica, salvo la actividad microbiana. En los momentos de máxima retracción lacustre se pueden formar nódulos de yeso en los sedimentos previos por bombeo evaporítico.

Por otro lado, el tramo III se corresponde con un predominio de los depósitos de facies

aluviales. Se identifica con la litofacies de *lutitas, areniscas y calizas* de Arenas (1993). Esta agrupación de facies indica un ambiente de depósito correspondiente a llanuras aluviales con importantes depósitos arenosos (tanto en forma de canal, como laminares) que bordean a lagos carbonatados de cierta entidad. Los escasos depósitos carbonatados se deben a episodios que suponen la instalación de cuerpos de agua permanentes donde pueden proliferar flora y fauna lacustre. En el caso del tramo III dominan condiciones de dilución con alta producción de carbonato biológico relacionado con aumentos importantes en los aportes de agua. Aunque han dejado menos huella en el registro, también se producen episodios de mayor evaporación y menos aportes, que dejaron depósitos de calizas laminadas y estromatolíticas.

El Tramo IV se identifica con la *litofacies de lutitas o margas y calizas* de Arenas (1993), y se interpreta también como depósitos de áreas lacustres carbonatadas con un cuerpo permanente de agua.

Resumiendo, la sección de San Caprasio comienza registrando una situación de predominio de las condiciones de lagos sulfatados y carbonatados salinos muy someros. En el segundo tramo evoluciona hacia condiciones de aguas más diluidas, aunque hacia techo vuelven a registrarse episodios salinos en los que se forman carbonatos laminados y sulfatos; pero en general predomina un ambiente lacustre carbonatado somero de importante desarrollo areal. En el tramo III se impone un sistema aluvial distal con canales arenosos y áreas lutíticas en las que se pueden registrar episodios lacustres carbonatados. Finalmente en el tramo IV se produce una nueva expansión del ambiente lacustre carbonatado.

### 3.2.2 Secciones estratigráficas de los Montes de Castejón

En este sector se han levantado dos secciones estratigráficas que cubren un intervalo estratigráfico de alrededor de 240 metros. La situación de las secciones levantadas en los Montes de Castejón y sus estribaciones aparece en la figuras 2.3 y 2.5. Estas secciones coinciden con las estudiadas por Arenas (1993) y Arenas *et al.* (1999), donde se puede encontrar un análisis estratigráfico y sedimentológico más detallado.

#### *Sección de Castillo de Sora*

La sección (fig. 3.14, (Lámina 3.1c) se encuentra en la hoja nº 284 (Ejea de los Caballeros) del MTN escala 1:50.000. Se ha levantado en el Collado de Sora, situado junto a la carretera A-1102 al noroeste de la localidad de Castejón de Valdejasa. La base se halla en el lugar denominado Las Canteras y el techo en el cerro donde se encuentran las ruinas del Castillo de Sora.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM606547

Techo: 30TXM611547

Potencia: 118 metros.

La sección de Castillo de Sora se ha dividido en cuatro tramos. Los dos primeros tramos y la parte inferior del tercero forman parte de la Formación Uncastillo, mientras que la parte superior del

tercer tramo y el cuarto, predominantemente carbonatado, se incluyen en la formación Alcubierre.

Tramo *Castillo de Sora I* (metro 0 a 40): Lutitas de colores grises, verdes, ocre y rojizos y margas marrones y grises, que intercalan niveles de areniscas, calizas y calizas margosas grises, especialmente hacia la base.

Tramo *Castillo de Sora II* (metro 40 a 79): 39 metros de lutitas de colores rojizos y ocre y, en menor medida, margas grises, con intercalaciones de calizas grises y de arenisca ocre y gris.

Tramo *Castillo de Sora III* (metro 79 a 102): 23 metros de margas grises con intercalaciones de calizas de colores beige, amarillo y gris, y hacia la mitad del tramo de yeso blanco.

Tramo *Castillo de Sora IV* (metro 102 a 118): 16 metros de calizas de color beige con algunas intercalaciones de margas beiges y grises.

Las lutitas y margas de la sección de Castillo de Sora constituyen intervalos que varían desde cuatro o cinco centímetros hasta varios metros de potencia. Son generalmente masivas, aunque puntualmente pueden ser laminadas en el tramo I. Localmente, en los tramos I y II presentan nódulos de yeso alabastrino o restos de conchas.

Las calizas de esta sección se disponen en estratos generalmente tabulares de entre 10 y 80 centímetros, pueden formar paquetes de hasta 450 centímetros. En la base del tramo II y en la alternancia con yesos del tramo III, se reconocen también niveles lenticulares. Los niveles tabulares en ocasiones pueden presentar bases o techos irregulares; que pueden ser incluso erosivos como en la base del tramo II. Las facies pueden corresponder a calizas masivas, bioturbadas y laminadas. Las facies masivas y bioturbadas se distribuyen homogéneamente por toda la sección, con predominio de las segundas. Estos dos tipos de calizas presentan texturas que varían de *mudstone* a *wackestone* con bioclastos (principalmente de gasterópodos, caráceas y ostrácodos); en los tres primeros tramos pueden incluir fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación puede ser muy intensa a lo largo de toda la sección y venir acompañada de nodulización y brechificación (tramo II). Las calizas laminadas se localizan en los tramos III y IV. La estructura más frecuente es la laminación paralela debida a la alternancia de intervalos detríticos milimétricos (mayoritariamente de granos de carbonatos) y de *mudstone*. También existen niveles de acumulación de fragmentos carbonatados, niveles con estructuras lenticulares y de tipo *flaser*, estas últimas en el tramo IV. Las calizas que alternan con yesos en el tramo III están laminadas horizontalmente (micrita, en algunos puntos dolomicrita, con capas muy delgadas de arena fina y lenticulas de limo) y también contienen algunos nódulos de yeso, brechas y cavidades de disolución.

Las areniscas de esta sección tienen tamaños de grano que varían de muy fino a fino-medio, pueden estar cementadas con yeso. Se disponen en capas tabulares de entre 10 y 80 centímetros de potencia con bases normalmente planas. En estas areniscas son frecuentes las estructuras sedimentarias internas como laminación paralela, laminación cruzada de ripples (tanto simétricos como asimétricos), y en el tramo I, laminación de bajo ángulo y, en ocasiones, estratificación cruzada en surco. En el primer tramo, las areniscas pueden incluir nódulos de yeso.

Los yesos tienen textura microcristalina y son nodulares. Aparecen en capas irregulares de diez o quince centímetros de espesor, o bien como nódulos dispersos de diámetro milimétrico a

centimétrico dentro de lutitas y calizas laminadas. Especialmente interesante es el intervalo de alrededor de 170 centímetros incluido en el tramo III (alrededor del metro 95), donde se reconocen yesos alternando con carbonatos con evidencias de brechificación y estructuras de disolución, caracterizando un karst singenético (Arenas *et al.*, 1999). El límite entre las unidades tectosedimentarias T5 y T6 se localiza a techo de estos niveles.

Los dos primeros tramos de la sección de Castillo de Sora se identifican con la *litofacies de lutitas, areniscas y calizas* de Arenas (1993). Esta litofacies refleja la sedimentación en zonas distales de abanicos aluviales, donde dominan las lutitas depositadas por decantación en la llanura aluvial. Las areniscas son fundamentalmente depósitos tabulares de escasa potencia originados por flujos desconfiados en momentos de avenida. Los depósitos carbonatados se deben a la instauración de condiciones lacustres más o menos duraderas, bien por expansión de los sistemas lacustres con los que se relacionan lateralmente los abanicos o por episodios de encharcamiento de la llanura aluvial en épocas de mayores aportes. Se observa una evolución desde el tramo I al tramo II, desde condiciones más aluviales a más lacustres.

El tramo III se identifica con la *litofacies de lutitas o margas y calizas* de Arenas (1993), que puede incluir hasta un 10% de yeso. Corresponde a áreas lacustres marginales con importante influencia de aportes terrígenos y a llanuras lutíticas periféricas a los lagos, que son afectadas por los procesos de expansión de éstos. En estas llanuras, y en contexto climático árido, tiene lugar la brechificación y formación de yesos por bombeo evaporítico. Los rasgos de disolución y colapso se producirían en el subsiguiente episodio de ascenso del nivel, con aguas más diluidas.

El tramo IV se identifica con la *litofacies de Calizas y margas* de Arenas (1993). Estos depósitos representan la implantación de ambientes lacustres donde se da una alta producción de carbonato. La alternancia entre épocas de mayores aportes y otras de mayor evaporación y aportes esporádicos produce, a su vez, una alternancia de facies de calizas masivas y bioturbadas y de calizas laminadas y estromatolíticas; en este caso, en el tramo IV, se produce un predominio de las segundas.

Así pues, la sección de Sora comienza en una situación de sistema aluvial distal sobre el que gradualmente, a lo largo del tramo II se instala un sistema lacustre carbonatado con sus facies marginales. En el tramo III se muestran episodios de alta concentración en sulfatos de las aguas. Finalmente, en el tramo IV domina ya un sistema lacustre carbonatado de agua dulce estable afectado por épocas de cierta aridez.

#### *Sección de Esteban*

La sección (fig. 3.15) está situada en la hoja nº 322 (Remolinos) del MTN de escala 1:50.000, y se ha levantado a lo largo de la carretera A-1102 que une Villanueva de Gállego y Castejón de Valdejasa, en el tramo que asciende desde esta última localidad hacia el vértice geodésico del Alto de Esteban. La base se sitúa próxima al Pozo de Cayo y el techo aproximadamente en el Km. 21,800 de esta carretera.



Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM691488

Techo: 30TXM713452

Potencia: 141 metros.

La sección de Esteban (fig. 3.15) ha sido dividida para su estudio en tres tramos litológicamente diferenciables. La totalidad de la sección se integra en la Formación Alcubierre (Quirantes, 1968).

Tramo *Esteban I* (metro 0 a 7): Alternancia de calizas y dolomías de colores beige y amarillo y de margas beiges, marrones y grises. Excepcionales niveles intercalados de areniscas grises.

Tramo *Esteban II* (metro 7 a 66): 59 metros de alternancia de calizas de colores beiges, blanco, grises y amarillos y margas verdes y grises.

Tramo *Esteban III* (metro 66 a 141): 75 metros de alternancia de margas de colores beiges, marrones y verdes y calizas grises y beiges.

Las margas y lutitas se presentan en niveles masivos cuya potencia varía entre 3 o 4 centímetros y 6 metros de potencia. En algunos puntos a lo largo de la sección pueden mostrar laminación paralela, frecuentemente situada en la base de los niveles y en relación a finas intercalaciones de detríticos. La bioturbación es frecuente, pero es más intensa en el tramo III. En el tramo II aparecen nódulos dispersos de yeso asociados a las margas y algunos nódulos ferruginosos. Algunos niveles pueden contener restos fósiles, como fragmentos de conchas.

Las calizas de Esteban pueden ser masivas, bioturbadas o laminadas. Las calizas laminadas dominan en la mitad inferior de la sección y las calizas masivas y bioturbadas en la mitad superior. Aparecen en estratos tabulares cuya potencia varía de 3 a 70 centímetros, llegando a formar paquetes de 5 metros (tramo II), pero lo normal es que no superen los 150 centímetros de potencia. En los últimos treinta metros, tramo III, las bases de los estratos son frecuentemente irregulares, e internamente los niveles pueden presentar superficies irregulares con escasa continuidad lateral. Las calizas masivas y bioturbadas presentan texturas *mudstone* a *wackestone*, ocasionalmente *packstone*, de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos). Pueden presentar laminación paralela de origen no detrítico y ocasionalmente estratificación de tipo *hummocky*. La bioturbación vertical (donde las perforaciones pueden estar rellenas de lutita) es intensa, sobre todo hacia techo de los estratos, donde es posible encontrar nodulización y marmorización, y en algunos casos brechificación. La presencia de restos vegetales y materia orgánica carbonosa no es rara. En el tramo I y en la base del tramo II incluyen nódulos de sílex. En algunos estratos se encuentran nódulos de yeso (más frecuentes en el tramo II). En las calizas laminadas, en cambio, la textura dominante es *mudstone*, ocasionalmente *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos), en las que se intercalan finos niveles de detríticos (micro y milimétricos); ocasionalmente aparecen *ripples*. Excepcionalmente, hacia la base del tramo II, existen intervalos detríticos de hasta diez centímetros en las que los granos (fragmentos de estromatolitos) generan una textura *packstone*. Asociados a estas facies laminadas se reconocen calizas estromatolíticas en forma de incrustaciones planares, onduladas y mameliformes.

Hacia techo del tramo I se reconocen calizas laminadas con cavidades de disolución de evaporitas y brechificación (Lámina 3.2c), producto de los procesos de kartificación singenética. Un paquete similar se encuentra en el tramo III (alrededor del metro 80), donde se observa una laminación gruesa debida a detríticos con cemento yesífero, que hacia techo pasan a calizas masivas con oquedades rellenas todavía en parte por yeso.

Las areniscas de la sección de *Esteban* son de grano fino. Se disponen en niveles laminares de hasta 5 centímetros de potencia y no se ha reconocido en ellas estructuras sedimentarias.

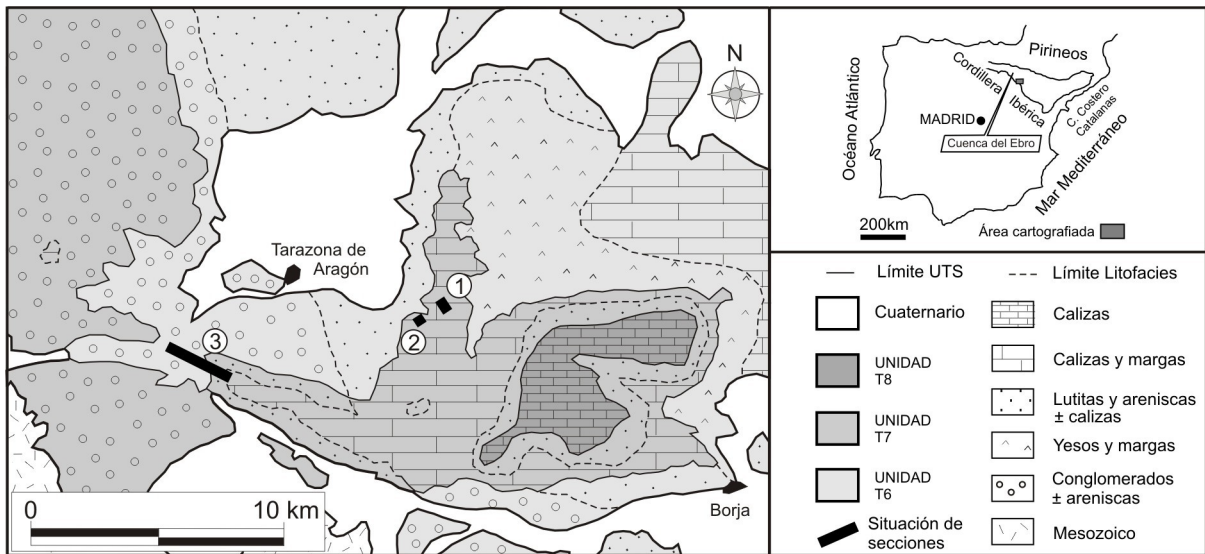
En el techo del tramo I ha sido situado el límite entre las unidades Tectosedimentarias T5 y T6 (Arenas, 1993; Arenas *et al.*, 1999), coincidiendo con los niveles de calizas laminadas con cavidades de disolución.

Los tramos de la sección de Esteban se identifican con la *litofacies de calizas y margas* de Arenas (1993). Estos tramos se interpretan como depositados en un medio lacustre bajo lámina de agua permanente. En el tramo I se trataría fundamentalmente de condiciones de aguas concentradas por evaporación y aportes esporádicos; por lo que las facies carbonatadas que se forman fundamentalmente son calizas laminadas con margas asociadas. Muy esporádicamente el cuerpo de agua registra la entrada de flujos laminares que aportan los detríticos de tamaño arena que forman los niveles tabulares de areniscas. En el Tramo II, sin embargo, se dan largos periodos en que se reciben mayores aportes, por lo que se produce una mayor dilución de las aguas que en el tramo anterior. El producto de esta situación es una alternancia de calizas masivas y bioturbadas con margas. En el tramo III se incrementan aún más los aportes, especialmente en la parte alta, lo que hace variar la proporción de marga/caliza y que se alcance un predominio total de las facies de calizas masivas y bioturbadas sobre las facies de calizas laminadas. Los niveles de calizas con cavidades de disolución que se encuentran en el tramo I y hacia la base del tramo III se caracterizan como facies de karts singenético, asociadas a procesos diagenéticos complejos que se producen primero durante caídas progresivas del nivel del lago y después en posteriores ascensos de este (Arenas *et al.*, 1999)

En resumen, la sección de Esteban se ha generado en condiciones de sistema lacustre carbonatado bajo lámina de agua permanente, pero en el que se registran alternancias de épocas más húmedas y más áridas.

**3.3 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL SUBSECTOR TARAZONA-BORJA**

El subsector Tarazona (fig. 3.16) está situado en el borde sur de la Cuenca del Ebro y comprende fundamentalmente facies detríticas asociadas a abanicos aluviales con aportes que proceden del margen ibérico y en menor medida de procedencia septentrional (Vázquez-Urbez *et al.*, 2013). Estas facies se relacionan con facies carbonatadas originadas por procesos de sedimentación palustre y lacustre somera. Estos materiales se disponen en una sucesión subhorizontal con suaves buzamientos locales (menores de diez grados), mayoritariamente hacia el sur.



*Figura 3.16 Distribución espacial de las litofacies y unidades tectosedimentarias (modificado de Pérez et al., 1988), y situación de las secciones estratigráficas del subsector Tarazona: 1 Sección de Lugar, 2 Sección de Melero, 3 Sección de Umbría Alta.*

En los materiales que constituyen la sucesión estratigráfica del área de estudio se ha definido un conjunto de unidades litoestratigráficas que se integran en varias unidades genéticas, cuya relación espacio-temporal se muestra en las figuras 3.16, 3.17 y 3.18. En la base de la sucesión afloran depósitos pertenecientes a sistemas aluviales de procedencia Oeste (Pérez, 1989) que presentan un desarrollo longitudinal notable (pueden alcanzar hasta 20 km). En las zonas proximales de estos sistemas aluviales se identifican las facies conglomeráticas englobadas en la Formación Fitero (Riba, 1955a); estas facies de disponen en cuerpos tabulares y canaliformes de potencia centimétrica a métrica, que conforme se desarrollan hacia zonas más distales pasan gradualmente a facies detríticas más finas, las cuales se configuran como cuerpos arenosos tabulares y canaliformes separados por depósitos lutíticos más o menos arenosos. Lateralmente a estas facies detríticas se sitúan otras facies aluviales aún más distales, fundamentalmente grandes tramos de lutitas más o menos arenosas con algunos cuerpos arenosos y conglomeráticos intercalados; estas facies son atribuidas a abanicos de la misma procedencia que los anteriores pero de menor desarrollo longitudinal. Estos materiales se incluyen en la Unidad Cartográfica T<sub>c11-12</sub><sup>Bb-Bc</sup> del Mapa Geológico 1:50000 de Tarazona de Aragón (Castiella, 1977). Por otra parte, hacia el NE las facies aluviales se interdigitan con facies carbonatadas palustres y lacustres someras (margas y

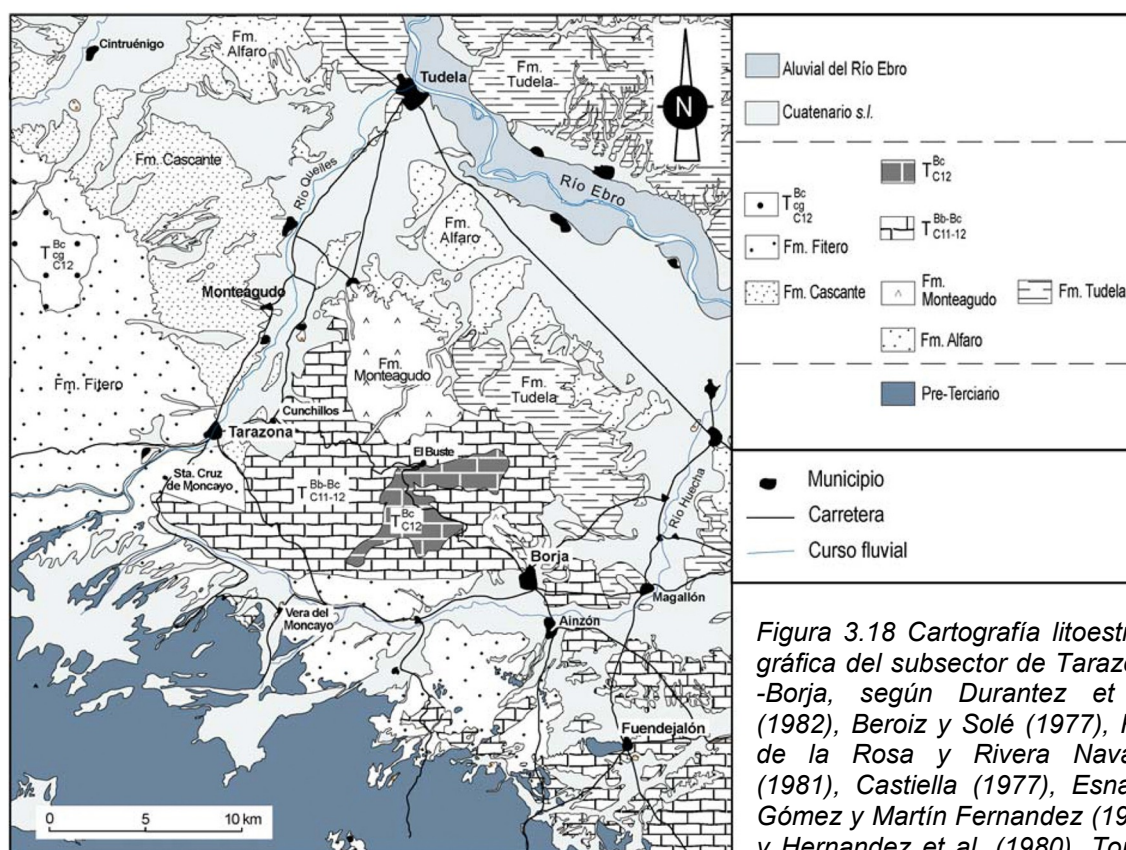


Figura 3.18 Cartografía litoestratigráfica del subsector de Tarazona-Borja, según Durantez et al. (1982), Beroiz y Solé (1977), Rey de la Rosa y Rivera Navarro (1981), Castiella (1977), Esnaola Gómez y Martín Fernández (1973) y Hernandez et al. (1980). Tomado de Vázquez Urbez (2008).

calizas bioclásticas) de la Formación Tudela (Riba, 1955b) o con las facies evaporíticas (yesos lenticulares y nodulosos) denominadas Formación Yesos de Monteagudo (Castiella, 1977). Al norte de este conjunto afloran un cúmulo de facies aluviales constituidas por lutitas con intercalaciones de areniscas y con ocasionales hiladas de yesos, denominadas Formaciones Alfaro y Cascante (Castiella, 1977); en el caso de la formación más occidental, la Fm. Cascante, también se encuentran depósitos canaliformes de conglomerados. Sobre la Unidad Cartográfica  $T_{C11-12}^{Bb-Bc}$  y únicamente en la parte más alta del relieve conocido como la Muela de Borja, se encuentran facies carbonatadas muy diferentes a las anteriores, destacando las calizas oncolíticas y moldes de tallos; el origen de este conjunto carbonatado hay que buscarlo en una conjunción de ambientes carbonatados: fluvial, palustre y lacustre somero (Pérez, 1989; Vázquez-Urbez, 2001; 2008). Estos materiales reciben el nombre informal de Calizas de Borja y son equivalentes a la unidad  $T_{C12}^{Bc}$  de Castiella (1977).

Pérez *et al.* (1988) define por primera vez en esta zona cuatro Unidades Tectosedimentarias Neógenas (UTS N1 a N4) sobre los Yesos de los Arcos (fig.3.19). En Pérez (1989) se recogen de nuevo la definición, descripción, evolución y equivalencias de las UTS, pero se las denomina con la nomenclatura utilizada para el conjunto de la cuenca definidas en las cubetas ibéricas marginales por Villena *et al.* (1996), de forma que N1 pasa a ser T5 y N2, N3 y N4 pasan a ser nombradas como T6, T7 y T8 respectivamente. El autor sólo reconoce el yacente de las unidades Tectosedimentarias Neógenas en una sección en torno a Tudela, y lo describe como unos cincuenta metros de margas con intercalaciones de yesos. La primera unidad neógena, T5, la constituyen las facies detríticas que

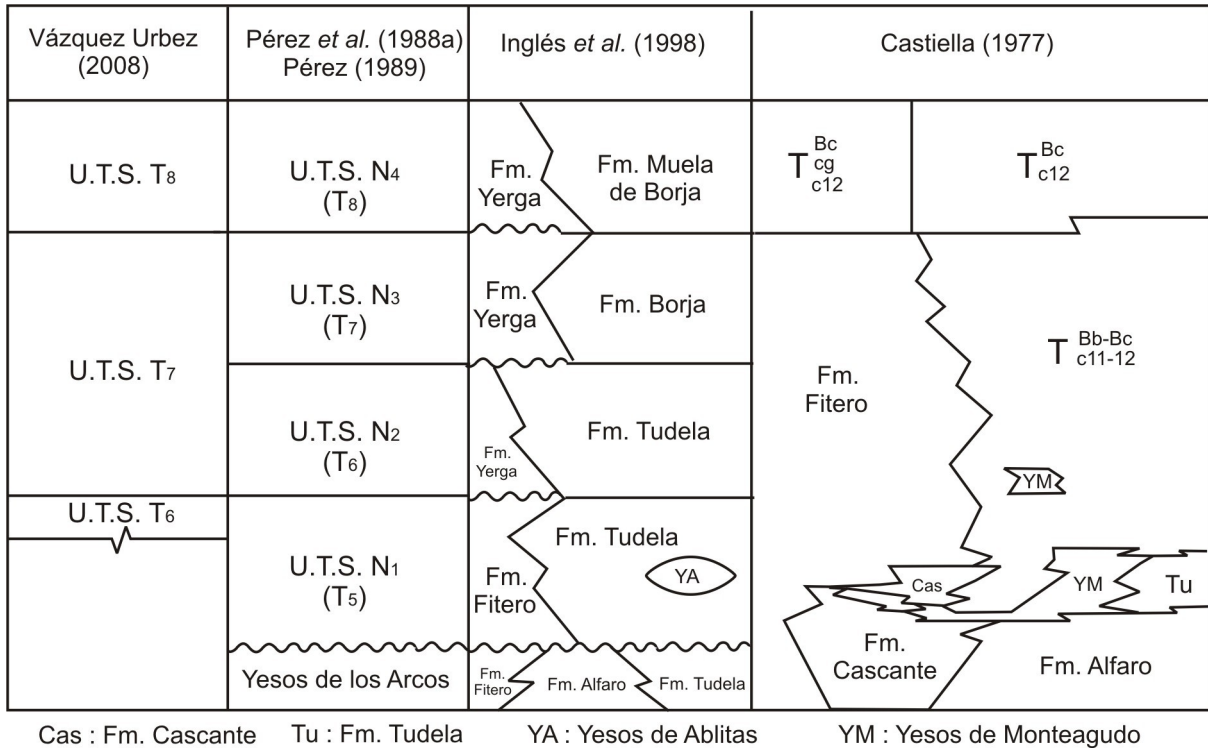


Figura 3.19 Equivalencia entre las formaciones, unidades cartográficas y unidades tectosedimentarias utilizadas en el texto. Algunas unidades cartográficas de Castiella (1977) han sido sustituidas por su formación equivalente para facilitar la comprensión.

componen la Fm. Fitero y su equivalente lateral de facies lacustres carbonatadas y evaporíticas (Formaciones Tudela y Monteagudo). La segunda unidad neógena, T6, la constituyen las facies detríticas de abanico distal de la Formación Tudela y sus equivalentes laterales de facies lacustres carbonatadas pertenecientes a la misma formación. Sobre ésta se sitúa la tercera unidad neógena constituida por sedimentos lacustres carbonatados que hacia el noreste pasan a facies aluviales distales de procedencia pirenaica, esta unidad la denomina UTS T7. Finalmente, diferencia aparte el conjunto carbonatado de la Muela de Borja y lo identifica como UTS T8 (fig. 3.19).

Pérez (1989) describe asimismo varias rupturas que identifica con los límites entre UTS:

a) La primera ruptura sólo la reconoce en la sección de Tudela como la superposición neta de una sucesión lutítica y areniscosa (base de la Formación Tudela) sobre el techo de los Yesos de los Arcos. Este límite se manifiesta regionalmente como una discordancia angular (Ortí *et al.*, 1986).

b) La segunda ruptura se manifiesta en el borde de la cuenca (proximidades de Fitero) como una discordancia angular que separa dos megasecuencias granodecrecientes. En las estribaciones occidentales de la Muela de Borja se manifiesta por la aparición brusca de facies detríticas sobre facies carbonatadas o yesíferas, mientras que más al sur y al suroeste, en los relieves de Umbría Alta, este cambio brusco de facies no se reconoce al superponerse facies detríticas de granulometría similar, si bien en los relieves de Los Fayos, Pérez (1989) encuentra cambios en la dirección de las paleocorrientes. A esta ruptura se le asigna el límite T5/T6.

c) La tercera ruptura la define como un nuevo salto en la evolución secuencial. En la vertiente norte de la Muela de Borja se reconoce como una superposición neta de arenas de procedencia septentrional sobre los sedimentos evaporíticos subyacentes. En los relieves de Los Fayos, en cambio, se reconoce por la superposición brusca de sedimentos carbonatados (laterales a las areniscas de procedencia norte) sobre las facies conglomeráticas groseras de la unidad anterior, procedentes del margen ibérico. Sin embargo, esta ruptura, que se asimila al límite T6/T7, no se reconoce en el resto del sector.

d) La cuarta ruptura, que sería equivalente al límite T7/T8, la identifica únicamente en una sección en la vertiente este de la Muela de Borja, donde se produce la aparición de conglomerados sobre las arenas subyacentes y un cambio en el signo de la evolución secuencial, del granocrecimiento con que culmina la unidad T7 al granodecrecimiento (de conglomerados, areniscas y lutitas a calizas) de la unidad T8.

Así pues, para Pérez las unidades T5 y T6 presentan en todo momento una evolución positiva que viene dada por la superposición de materiales correspondientes a sectores medios de abanico aluvial sobre materiales correspondientes a sectores proximales, o en el caso de áreas más alejadas del margen, la superposición de facies lacustres sobre las facies distales de abanico. En cambio, la unidad T7 presenta solo una evolución positiva en la base de la unidad. A partir de aquí, la evolución es negativa y viene dada por la superposición de facies fluviales sobre las facies lacustres, si bien la evolución en las facies carbonatadas de esta zona es menos marcada que en las facies calcareníticas más al sur de la provincia, que se incluyen en la misma unidad tectosedimentaria. Finalmente, en la unidad T8 se desarrolla una sucesión carbonatada sobre materiales conglomeráticos que indica de nuevo una evolución positiva.

Sin embargo, Vázquez Urbez (2008) y Vázquez Urbez *et al.* (2013), mediante el levantamiento de 16 perfiles estratigráfico-sedimentológicos en el sector Tarazona-Borja reconocen tres unidades genéticas en lugar de cuatro (fig. 3.19); este hecho ya había sido introducido por Murelaga *et al.* (2008), que las denominaban unidades Inferior, Intermedia y Superior. Pero es Vázquez Urbez (2008) quien reconoce su equivalencia con las Unidades Tectosedimentarias T6, T7 y T8 de Villena *et al.* (1996). De la primera unidad genética, T6, formada por margas y calizas, y en menor medida areniscas, sólo estudia la parte superior. De la unidad T7, formada mayoritariamente por calizas y margas con la presencia de algunas arenas, conglomerados y lutitas, reconoce la evolución vertical, que en conjunto es granodecreciente y consta de varias macrosecuencias también granodecrecientes. Finalmente la unidad T8 presenta una evolución vertical granodecreciente, formada por una macrosecuencia que comienza con materiales detríticos groseros que son sustituidos por carbonatos en el resto de la unidad. También indica que, localmente, allí donde existen niveles conglomeráticos intercalados en la sucesión carbonatada dominante, la evolución puede estar compuesta por hasta tres macrosecuencias que siguen también la tendencia general granodecreciente.

Así pues, Vázquez Urbez (2008) señala únicamente dos límites entre tres unidades genéticas, frente a las cuatro unidades que se describen en Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989) (fig. 3.19). La primera de ellas, que denomina *ruptura sedimentaria A*, consiste en un límite de tipo 3 (nomenclatura de Gonzalez *et al.*, 1988, ver apartado 2.1) que viene dado por el salto

granulométrico que se produce entre los materiales carbonatados de la unidad T6 y los depósitos detríticos groseros del comienzo de la unidad tectosedimentaria T7. La ruptura sedimentaria A es equivalente a la segunda ruptura sedimentaria de Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989). La segunda ruptura de esta autora, a la cual denomina ruptura sedimentaria B, tiene un carácter ambiguo, ya que normalmente se reconoce como una ruptura de tipo 3 entre secuencias granodecreciente, mientras que en el perfil de Vulcafrailles (situado al noreste de la Muela de Borja) se podría considerar de tipo 1 al existir un cambio entre una tendencia granocreciente a otra granodecreciente, que además vendría acompañado por un salto granulométrico al superponerse los conglomerados de la base de la unidad T8 sobre las areniscas y lutitas del techo de la unidad T7. La ruptura sedimentaria B se identifica con la cuarta ruptura de Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989). La primera ruptura de estos últimos autores queda fuera del área de trabajo de Vázquez Urbez (2008) al reconocerse en el área de Tudela, y la tercera ruptura de Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989) no la reconoce como límite entre unidades tectosedimentarias.

Con todo esto, y atendiendo a los datos bioestratigráficos de los que dispone (ver apartado, 4.3), Vázquez Urbez (2008) propone que, para el área Tarazona-Borja en concreto, la unidad T5 de Pérez (1989) se identificaría con la unidad T6 de Villena *et al.* (1996) y las unidades T6 y T7 de Pérez (1989) son una única unidad, la unidad T7 de Villena *et al.* (1996). Por último, tanto Vázquez Urbez (2008) como Pérez *et al.* (1988) y Pérez (1989) coinciden en que la última unidad genética reconocida en el área debería corresponder con la unidad T8 de Villena *et al.* (1996) (ver fig. 3.19).

En trabajos sedimentológicos previos (Pérez 1989, Pérez *et al.*, 1994, Vázquez Urbez, 2008, Vázquez-Urbez *et al.*, 2013) se presentan estudios exhaustivos de las facies que se reconocen en este subsector, donde se exponen la características de las mismas con la interpretación de los ambientes sedimentarios donde tienen lugar (ver fig. 3.20a). Estas facies se pueden asociar en secuencias tipo que representan la superposición de ambientes y subambientes relacionados lateralmente. Algunas de estas secuencias se pueden reconocer en las series estratigráficas estudiadas (fig. 3.20b):

- Secuencia tipo II de Pérez (1989): Conglomerados masivos (Gm) con textura granosostenida y matriz microconglomerática, con alta heterometría. Cuerpos de 0,30 a 2 m de potencia, con bases y techos por lo general planos o ligeramente irregulares. Ocasionales intercalaciones de menos de 10 cm de areniscas gruesas con laminación horizontal. Se interpreta como depósitos muy proximales de abanicos donde el flujo es desconfinado en forma de mantos de gravas y donde las fluctuaciones en la intensidad del flujo pueden depositar arenas en forma de *plane bed*.

- Secuencia tipo III (Lámina 3.3a) de Pérez (1989): Superposición de cuerpos conglomeráticos (1 a 3 m) de base erosiva y unidades menores (10 a 40 cm) de tendencia tabular separadas por superficies irregulares. Textura granosostenida y matriz arenosa, mayoritariamente masivos o con estratificación incipiente. Intercalados en estos cuerpos se pueden encontrar areniscas de grano grueso en estratos de 0,1 a 1 m. Alternantes con los depósitos más groseros, intervalos lutíticos masivos (0,2 a 4 m) de tendencia tabular con ocasionales cantos dispersos. Representan sistemas aluviales de canales entrelazados en los que se desarrollan principalmente barras conglomeráticas (ocasionalmente corrientes canalizadas de escasa competencia) y llanuras de inundación asociadas.

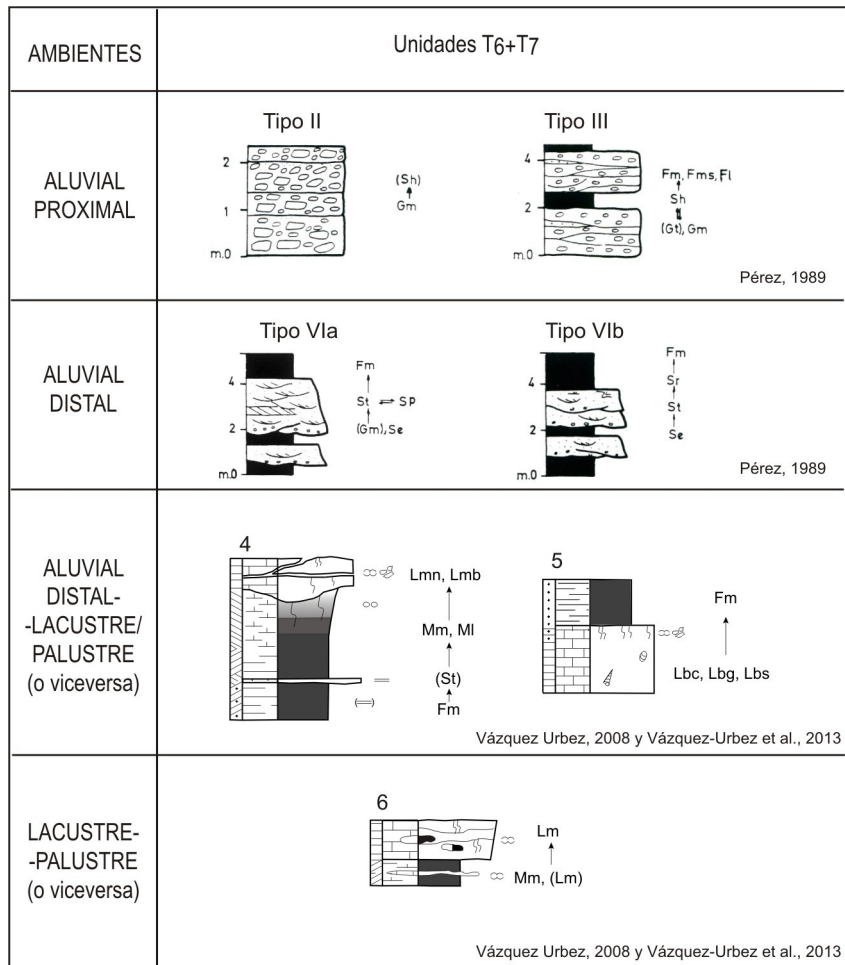


FACIES		GEOMETRÍA	CARACTERÍSTICAS TEXTURALES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	INTERPRETACIÓN
CARBONATADAS	Margas <b>Mm, MI</b>	Estratos tabulares y lenticulares de 0,05 a 0,45 m	Masivas o laminadas con gasterópodos y fragmentos carbonosos	Físicas: $\equiv$ y $\approx$ Biológicas: $(\frac{h}{h})$ Post-sedimentarias: $\infty$	Decantación en zonas lacustres tranquilas
	Calizas masivas bioturbadas <b>Lmb</b>	Paquetes tabulares (hasta 3,45 m) integrados por estratos tabulares (0,06 a 1,15 m)	<i>Mudstones y wackestones</i> de fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, otros bioclastos e intraclastos (fragmentos carbonosos)	Físicas: Biológicas: $(\frac{h}{h})$ , $\nabla$ Post-sedimentarias: $(\infty)$	Áreas palustres con importante desarrollo de vegetación, sometidas a oscilaciones del nivel freático y con periodos de exposición subaérea
	Calizas masivas nodulizadas <b>Lmn</b>			Físicas: Biológicas: $(\frac{h}{h})$ Post-sedimentarias: $\infty$ $\odot$ $\bullet$	Áreas palustres sometidas a oscilaciones del nivel freático que provocan sucesivos ciclos de humectación/secado del sedimento
	Calizas bioclásticas gasterópodos <b>Lbg</b>	Estratos tabulares de 0,05 a 1,50 m	<i>Floatstone y wackestones de gasterópodos</i> , masivos o laminados (ostrácodos, oogonios de carofitas y fragmentos de tallos)  <i>Mudstones y wackestones de oogonios de carofitas</i> <i>Packstones y rudstones de tallos de carofitas</i>	Físicas: $\equiv$ Biológicas: $(\frac{h}{h})$ , $\nabla$ Post-sedimentarias: $\infty$ $\approx$	Ambientes fluvio-lacustres o lacustres someros, tranquilos, a veces sometidos a corrientes
	Calizas bioclásticas carofitas <b>Lbc</b>			Físicas: Biológicas: $(\frac{h}{h})$ Post-sedimentarias:	
	Calizas bioclásticas tallos <b>Lbs</b>			<i>Floatstones y rudstones de tallos rotos y tumbados</i> con envueltas carbonatadas (oncolitos y gasterópodos)	Físicas: Biológicas: Post-sedimentarias:
DETRÍTICAS	Areniscas tabulares <b>St, (Slc)</b>	Estratos tabulares (0,10 a 0,60 m), localmente lenticulares y cuneiformes (Slc)	Grano fino-medio Localmente microconglomerados. Generalmente masivas	Físicas: $(\equiv, \approx, \text{y } \text{---})$ Biológicas: $(\frac{h}{h})$ Post-sedimentarias: $\infty$	Flujos laminares inconfiados en sectores distales de abanicos aluviales. Desbordamientos en la llanura de inundación
	Lutitas masivas <b>Fm</b>	Paquetes tabulares de 1,20 a 7,10 m	Lutitas rojas y marrones masivas (fragmentos de tallos con envueltas carbonatadas y restos carbonosos)	Físicas: $(\equiv)$ Biológicas: Post-sedimentarias:	Decantación en llanura de inundación (sectores inactivos de sistemas aluviales y fluviales o márgenes lacustres)

A)

Figura 3.20 A) Principales características e interpretación de las facies de las secuencias de Vázquez Urbez (2008). Las facies de las secuencias de Pérez (1989) son las de Miall (1978) B) Asociaciones de facies reconocidas en las secciones estudiadas (unidades T6 y T7) en el subsector Tazona (modificado de Pérez, 1989, Vázquez Urbez, 2008 y Vázquez Urbez et al., 2013).

B)





- Secuencia tipo VI de Pérez (1989): Cuerpos arenosos (0,5 a 5 m) de tamaño de grano variable con base erosiva canalizada o con límites netos localmente irregulares y que presentan laminación horizontal, a veces cruzada en surco o planar. Los cuerpos arenosos se alternan con intervalos tabulares de lutitas masivas de 0,1 a 7 metros. Se interpreta como sectores medios a distales de abanicos con canales de baja sinuosidad (tipo VIa) o situaciones de *sheet-flood* en los casos en que existen geometrías tabulares, lenticulares y ausencia de canalizaciones. (Tipo VIb, Lámina 3.3b).

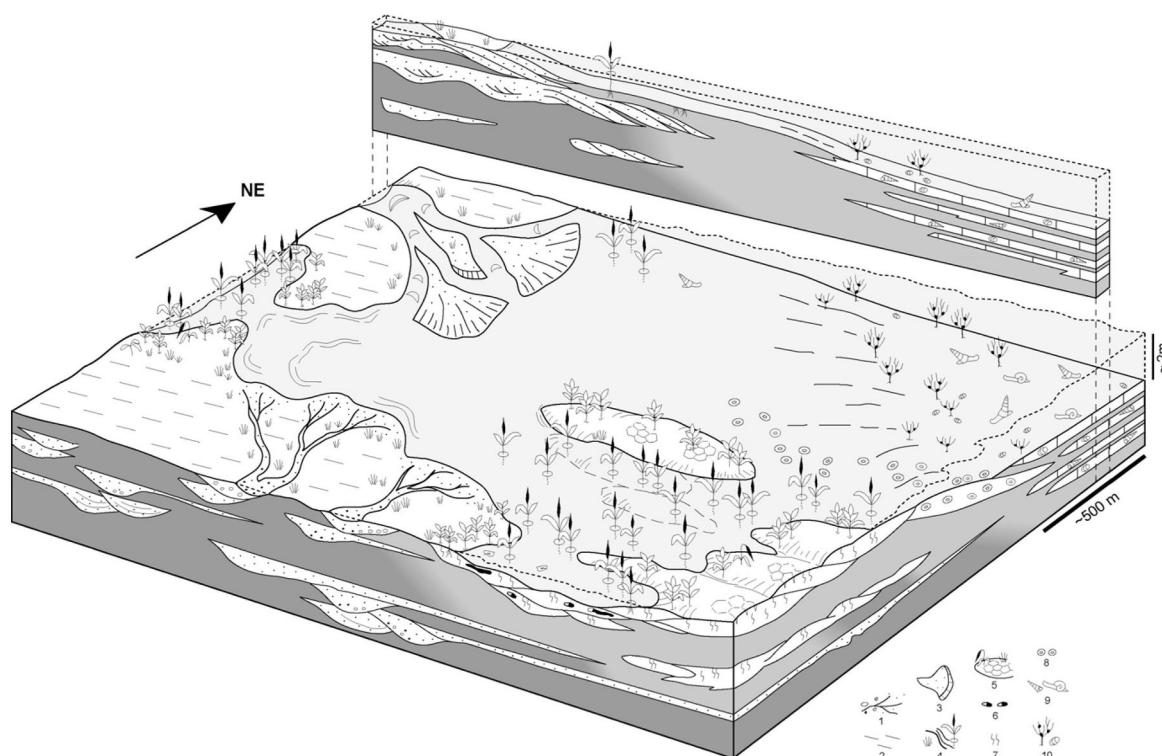
- Secuencia 4a (Vázquez Urbez, 2008) o 4 (Vázquez-Urbez *et al.*, 2013): Lutitas masivas o laminadas (Fm) con intercalaciones de areniscas tabulares (St) que pasan gradualmente a margas masivas o laminadas (Mm y MI) con importante bioturbación. Seguidas de calizas masivas bioturbadas y nodulizadas (Lmb y Lmn) en paquetes tabulares formados por cuerpos tabulares o lenticulares (Lámina 3.3c). Frecuente brechificación, silificación o marmorización. Se interpreta como una expansión lacustre sobre sectores aluviales distales con retracción lacustre posterior e implantación de condiciones palustres.

- Secuencia 4c (Vázquez Urbez, 2008) o 6 (Vázquez-Urbez *et al.*, 2013): Similar a la Secuencia 4a, pero donde faltan los términos detríticos iniciales y se da una formación de sílex intensa. Se trata de secuencias somerizantes desde zonas lacustres bien desarrolladas hasta zonas con escasa lámina de agua debido a la desecación, donde la concentración en sílice en el agua es alta y se puede producir silificación intersticial en el sedimento carbonatado.

- Secuencia 5 (Vázquez Urbez, 2008, Vázquez-Urbez *et al.*, 2013): Calizas bioclásticas (Lbc, Lbg, Lbs) con zonas de cambio de color y bioturbación, nodulización y brechificación a veces a techo de las calizas, seguidas de lutitas masivas (Fm). Representan una somerización progresiva desde ambientes lacustres bien desarrollados hacia ambientes palustres y una posterior implantación de una llanura aluvial distal.

A partir de las asociaciones de facies en secuencias y su distribución espacial y temporal, Vázquez Urbez (2008; Vázquez-Urbez *et al.*, 2013) proponen un modelo de sedimentación que sintetiza la formación de los depósitos de las unidades T6 y T7 del área de la Muela de Borja, que se encuentra englobado en la zona que hemos denominado subsector Tarazona. El modelo sedimentario engloba aportes aluviales y fluviales terrígenos junto con el desarrollo de un sistema palustre-lacustre somero. En el modelo (fig. 3.21) se muestra la relación tridimensional entre distintos ambientes sedimentarios relacionados lateral y verticalmente: aluvial, fluvial, deltaico, lacustre y palustre.

El depósito de estas dos unidades se produciría en un sistema lacustre somero con orlas palustres asociadas. A este sistema llegarían desde el suroeste y el oeste importantes aportes terrígenos que constituirían depósitos típicos de abanico aluvial. Asimismo, un sistema fluvial jerarquizado de procedencia norte y noroeste desembocaría en las áreas lacustres formando pequeños deltas que progradarían aguas adentro del cuerpo lacustre. La zona lacustre podría estar constituida por uno o varios cuerpos de agua dependiendo de la altura del nivel del lago, en cuyos márgenes se podrían formar orlas palustres discontinuas con una amplia movilidad espacial consecuente con los cambios del nivel lacustre y que alcanzarían su máxima extensión en los



*Figura 3.21 Modelo de sedimentación para las unidades T6 y T7 del sector Muela de Borja (Vázquez Urbez, 2008, Vázquez-Urbez et al., 2013). El límite norte corresponde a una diagonal NO-SE entre los perfiles de Lugar y Borja de los autores citados. Leyenda: 1, abanicos aluviales; 2, llanuras de inundación; 3, lóbulos de desembocadura; 4, orlas palustres; 5, montículos carbonatados con vegetación hidrófila y eventual exposición; 6, sílex; 7, bioturbación; 8, oncolitos; 9, gasterópodos; 10, carófitas.*

momentos de nivel bajo. En las partes más profundas o centrales del lago se formarían calizas bioclásticas de gasterópodos y de carófitas (facies Lbg laminadas y facies Lbc) procedentes de la presencia de estos organismos en la zona, mientras que en las zonas más someras o marginales se formarían calizas masivas bioturbadas y nodulizadas (facies Lmb y Lmn) debido a la colonización vegetal y la exposición subaérea. De forma local, en zonas litorales libres de las influencias detríticas y sometidas a agitación producida por el viento se podrían originar oncolitos (calizas oncolíticas). En los periodos de nivel del lago bajo el sistema lacustre podría estar fragmentado en pequeños cuerpos donde la lámina de agua sería muy escasa. En estos momentos se podría producir la precipitación de sílex provocada por una alta concentración en sílice de las aguas debida a la evaporación y a los cambios de pH generados durante la descomposición de la materia orgánica y la actividad bacteriana. En las zonas aluviales se producirían depósitos consistentes en areniscas lenticulares (facies Slc) producidas en canales de reducidas dimensiones y areniscas tabulares (facies St) generadas por flujos desconfiados, intercalados entre depósitos lutíticos de acreción vertical (facies Fm).

#### 3.3.1 Secciones estratigráficas del subsector Tarazona

En este subsector se han levantado tres secciones estratigráficas, cuya situación está representada en la figura 3.16. Dos de ellas, las secciones de Lugar y Melero, son secciones contiguas directamente correlacionables. La primera representa la base del relieve conocido como Lugar e incluye en su base el Yacimiento de Tarazona (Astibia *et al.*, 1981). La segunda se levanta por las estribaciones del relieve de nombre Plana Melero y permite continuar, con mejores condiciones de afloramiento, la sucesión estratigráfica iniciada en Lugar. La tercera sección más alejada hacia el oeste, en las cercanías de las localidades de Los Fayos y Santa Cruz de Moncayo, se levanta entre los barrancos afluentes al río de la Val y sobre las laderas del relieve de la Umbría Alta. Su correlación se representa en la figura 3.17.

##### *Sección de Lugar*

La sección de Lugar se ha realizado en la hoja nº 320 (Tarazona de Aragón), MTN de escala 1:50.000. Se levanta al oeste de la Muela de Borja, aproximadamente a 3 km al sureste de la localidad de Cunchillos. La base de sitúa al este del Corral de Camarlú, mientras que el techo se sitúa en la ladera del relieve denominado Lugar.

Las coordenadas UTM aproximadas son:

Base: 30TXM105389

Techo: 30TXM104386

Potencia: 42 metros

La sección de Lugar (fig. 3.22) se puede dividir en dos tramos litológicamente diferenciables. La totalidad de la sección se integra en la Formación Tudela (Riba, 1955b).

Tramo *Lugar I* (metro 0 a 34,5): Margas y margocalizas de colores grises, ocres, beige, marrones-rojizos y verdosos, lutitas marrones, marrones-rojizas y grises, con decoloraciones naranjas y marrones, y calizas blancas, grises y beige. Al comienzo de este tramo, en los primeros dos metros, se encuentra situado el yacimiento de vertebrados de Tarazona de Aragón (TA), véase apartado 4.3.

Tramo *Lugar II* (metro 34,5 a 42): 7,5 metros de lutitas de color marrón con decoloraciones grises a las que suceden areniscas y conglomerados marrones y ocres, calizas margosas y margas blancas y calizas arenosas naranjas y beige.

Las margas y margocalizas de la sección de Lugar se presentan en niveles tabulares de entre 10 y 230 centímetros de potencia. Son de aspecto masivo; sólo en algunos puntos de la mitad superior del tramo I se observa laminación horizontal. En los primeros metros de este tramo I, las margas contienen gran cantidad de restos fósiles de vertebrados (Yacimiento de Tarazona de Aragón) y una importante bioturbación vertical de origen radicular.

Las calizas se presentan en capas de geometría tabular, o irregular con bases y techos ondulados y ocasionalmente sigmoidales, con aspecto de montículos (aproximadamente en el metro

10 de la sección). La potencia de los niveles de calizas es generalmente reducida; varía de 5 a 30 centímetros, salvo en el paquete situado en torno al metro 10, de aspecto masivo donde las potencias de los niveles que lo forman alcanzan los 375 centímetros. La textura de estas calizas es *mudstone* y presentan nodulización y bioturbación como rasgo general (Lámina 3.3d).

Las calizas arenosas del techo del tramo II se presentan en niveles tabulares con superficies de estratificación onduladas, de potencias que oscilan entre 20 y 70 centímetros. Al igual que el resto de las calizas de la sección, presentan textura *mudstone*, están bioturbadas y nodulizadas.

Las lutitas forman niveles tabulares de 120 y 180 centímetros. Presentan laminación horizontal en el tramo I y son masivas en el tramo II.

Las areniscas son de grano medio y se disponen en cuerpos canaliformes, con superficies internas sigmoidales, que evolucionan verticalmente a unidades tabulares con bases y techos irregulares. Las potencias varían de 30 y 40 centímetros en las geometrías sigmoidales a 50 y 80 centímetros en las tabulares. Las unidades sigmoidales presentan estratificación cruzada en surco.

Los conglomerados, presentes al igual que las areniscas en el tramo II, constituyen cuerpos canaliformes de hasta 80 centímetros de potencia, o bien aparecen como hiladas en la base de los canales de areniscas. Son de textura granostenida y evolución granodecreciente. Los clastos son de cuarzo, cuarcita y arenisca, alcanzan un diámetro máximo de 10 centímetros y están bien redondeados. La matriz de los conglomerados es arenosa. Se reconoce en ellos estratificación cruzada en surco.

Entre los tramos I y II se localiza un límite entre Unidades Tectosedimentarias que Pérez (1989) asignó al límite T5/T6, y Vázquez Urbez (2008) y Vázquez-Urbez *et al.* (2013) al límite T6/T7.

El Tramo I se identifica con la litofacies que Pérez (1989) denomina *Micrítica*, y dentro de ella a la caracterizada por la facies de calizas nodulosas. Éstas se interpretan como depósitos de calizas palustres originadas en un medio hidromorfo a partir de elementos carbonatados lacustres litorales que son afectados por fenómenos de desecación y modificaciones pedogenéticas con una colonización vegetal intensa. Los montículos responden a acumulación de fango carbonatado bajo lámina de agua.

El tramo II se identifica con la *litofacies lutítico-arenosa* de Pérez (1989). Se interpreta como sectores relativamente distales de abanicos aluviales, en que se reconoce la llanura lutítica y los depósitos de relleno de los canales.

En resumen, en la sección de Lugar se pasa de una situación lacustre muy somera o palustre en el tramo I a la implantación brusca de un ambiente aluvial distal en el tramo II.

#### *Sección de Melero*

La sección de Melero (fig. 3.23) se levanta en la hoja nº 320 (Tarazona de Aragón) del MTN de escala 1:50.000, lateralmente y sobre la sección de Lugar, en las estribaciones y ladera del relieve de Plana Melero. La mayor parte sigue el recorrido de la carretera CV-846 que une los municipios de Cunchillos y El Buste.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM110400

Techo: 30TXM114390

Potencia: 55 metros

La sección de Melero (fig. 3.23) se puede dividir en cuatro tramos litológicamente diferenciables. La totalidad de la sección se incluye en la Formación Tudela (Riba, 1955b) y en la U.T.S. T7, según Vázquez-Urbez *et al.* (2013).

- Tramo *Melero* I (metro 0 a 4): Alternancia de lutitas de color marrón y calizas grises.

- Tramo *Melero* II (metro 4 a 20,5): 16,5 metros de alternancia de areniscas de color gris y lutitas rojas y grises.

- Tramo *Melero* III (metro 20,5 a 35): 14,5 metros alternancia de lutitas rojas, marrones y grises con calizas de colores blanco y gris, o con areniscas grises y marrones. En las proximidades de esta sección y estratigráficamente correlacionable aproximadamente en el metro 30, se localiza el nivel de restos de vertebrados denominado Melero 20 (ME20) y descrito en Murelaga *et al.* (2008), véase apartado 4.3.

- Tramo *Melero* IV (metro 35 a 55): 20 metros alternancia de calizas de color blanco, gris y marrón y lutitas, margas y limos grises, marrones, rojos y verdes, con un nivel intercalado de areniscas naranjas. De la misma forma que en el tramo anterior, y en este caso en torno al metro 47, se correlaciona la localidad de vertebrados de Melero 30 (ME30) presentada también en Murelaga *et al.* (2008), véase apartado 4.3.

Las lutitas, en algunos casos margas y limos, de la sección de Melero forman niveles masivos. En el tramo II pueden ser arenosas. En los tramos III y IV presentan nódulos de carbonato y bioturbación ocasionales.

Las calizas se presentan en niveles tabulares de entre 6 y 110 centímetros de potencia, a veces con superficies de estratificación irregulares. En el tramo IV las calizas tienen bases y techos ondulados e irregulares. La textura dominante es *mudstone* que a veces pasa a *wackestone*, con anecdóticos cantos de lutita en el tramo III. La nodulización y la bioturbación de las calizas es un rasgo característico a lo largo de toda la sección. En el tramo IV es común la presencia de nódulos de sílex. Es posible encontrar brechificación y superficies ferruginosas ocasionales.

Las areniscas de la sección de Melero se presentan en cuerpos canaliformes aislados entre las lutitas o adyacentes y superpuestos constituyendo horizontes más extensos y potentes; también afloran menos frecuentemente en forma de niveles tabulares. Las potencias de los cuerpos individuales varían de 10 a 40 centímetros, que al agruparse forman paquetes de 1 metro de potencia. El tamaño de grano dominante de las areniscas es el medio, que ocasionalmente se hace más grueso o más fino. Algunos canales presentan niveles de clastos en sus bases; los clastos pueden ser de caliza, arenisca o cuarcita de hasta cuatro centímetros de diámetro. Las areniscas presentan estratificación cruzada planar y en surco.

Los tramos I, III y IV se identifican con la *litofacies micrítica* de Pérez (1989), en la variedad donde la facies característica son las calizas nodulosas. Éstas se interpretan como depósitos de zonas lacustres muy someras que sufren períodos de exposición subaérea y transformaciones pedogenéticas. La bioturbación en las calizas se debe a la colonización vegetal intensa.

El tramo II, por el contrario, se identifica con la *litofacies lutítico-arenosa* de Pérez (1989). Se interpreta como perteneciente a los sectores medio-distales de abanicos aluviales, con un sistema de canales someros que pueden migrar activamente.

Así pues, la sección de Melero hay que situarla en condiciones lacustres muy someras con sedimentación bajo lámina de agua, que alterna con exposiciones subaéreas. Sólo durante el depósito del tramo III se produce un episodio aluvial que conlleva entrada de detríticos.

#### *Sección de Umbría Alta*

La sección estratigráfica de Umbría Alta ha sido levantada en la hoja nº 320 (Tarazona de Aragón), MTN escala 1:50.000, a lo largo de la nueva carretera que une la presa del río Val y la localidad de Los Fayos con la carretera Tarazona-Vera de Moncayo, y se ha continuado por las estribaciones del cerro de Umbría Alta, hasta alcanzar su punto más elevado (Lámina 3.3e).

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM017366

Techo: 30TXM033365

Potencia: 222 metros.

Esta sección se ha dividido en seis tramos litológicamente diferenciables (fig. 3.24). Los dos primeros tramos se incluyen en la Formación Fitero (Riba, 1955a, 1964), mientras que el resto de la sección forma parte de la Formación Tudela (Riba, 1955b, 1964). En esta sección, alrededor del metro 180, se sitúan los cuatro niveles con restos de micro y macromamíferos del Yacimiento de La Ciesma (LC, Azanza 1986; Azanza *et al.*, 1988), ver apartado 4.3.

- Tramo *Umbría Alta* I (metro 0 a 48): Conglomerados de colores grises y anaranjados con finas intercalaciones de areniscas grises. Este tramo incluye una laguna estratigráfica en relación con la discordancia del Barranco de la Peña Blanca, que se discute más adelante, véase apartado 3.4.

- Tramo *Umbría Alta* II (metro 48 a 104): 56 metros de alternancia de lutitas de colores rojos y marrones y conglomerados rojizos con intercalaciones de areniscas marrones-rojizas. Muy esporádicamente puede presentar algún nivel de caliche.

- Tramo *Umbría Alta* III (metro 104 a 131,5): 27,5 metros de lutitas arenosas de colores rojos y marrones. (fig. foto) con una única intercalación de arenisca marrón.

- Tramo *Umbría Alta* IV (metro 131,5 a 175,5): 40 metros de alternancia de lutitas de colores rojos y marrones y areniscas marrones, con intercalaciones de calizas marrón claro y rosadas a techo del tramo.

- Tramo *Umbría Alta V* (metro 175,5 a 186): 11,5 metros de alternancia de areniscas de colores marrones y naranjas y lutitas marrones, beige y negras con intercalaciones de calizas beige y de conglomerados marrones y naranjas.

- Tramo *Umbría Alta VI* (metro 186 a 222): 36 metros parcialmente cubiertos; son visibles calizas de colores beige, grises y marrones con intercalaciones de lutitas grises y beige y areniscas grises.

Las lutitas son arenosas y masivas, aparecen en niveles de cinco centímetros a ocho metros, salvo en el tramo III, donde las lutitas constituyen un único tramo de unos 27 metros de potencia que ha sido explotado industrialmente. En los tramos II, III y IV las lutitas incluyen nódulos carbonatados de 1 a 4 centímetros. En el tramo II se han encontrado niveles centimétricos de costras carbonatadas.

Las areniscas son de grano fino a medio, se presentan en estratos de 16 a 65 centímetros de potencia, de geometría tabular con bases y techos generalmente irregulares. En el tramo V son de grano medio a grueso, en ocasiones con clastos de hasta 2 centímetros de diámetro. En este tramo aparecen en estratos de 25 a 60 centímetros con bases canaliformes y presentan estratificación cruzada en surco.

Los conglomerados son de textura granosostenida, con matriz predominantemente arenosa y cemento carbonatado; en el tramo I la matriz es también microconglomerática. Los clastos son heterométricos, con tamaños que varían desde menos de 1 centímetro hasta varias decenas de centímetros; en el caso del tramo I pueden alcanzar un metro de diámetro. Las morfologías son subangulosas a subredondeadas en el tramo I y subredondeadas a redondeadas en los tramos superiores. Las litologías presentes en los clastos son las cuarcitas, las areniscas, las pizarras y las calizas; en el tramo I dominan los clastos de naturaleza silíceo, mientras que en los tramos superiores dominan los clastos calcáreos. Los conglomerados se presentan masivos en el tramo I; en ocasiones se reconocen cicatrices internas erosivas que permiten diferenciar cuerpos de 30 a 110 centímetros de geometría tabular preferentemente. En los tramos II y V constituyen niveles lenticulares con bases canaliformes de hasta 175 centímetros de potencia. En algunos puntos presentan estratificación cruzada en surco.

Las calizas son de textura *mudstone* y ocasionalmente *wackestone* y *packstone*. Se presentan en estratos de morfología tabular con bases y techos ondulados o irregulares. La potencia de los estratos es de 10 a 130 centímetros, llegando a formar conjuntos de hasta 5 metros de potencia. Están intensamente bioturbadas e incluso nodulizadas. En el tramo IV las calizas son muy oquerosas (Lámina 3.3f), con desarrollo de geodas. En el tramo I, en el metro 5 aproximadamente, se ha localizado un nivel de caliche laminado y bioturbado, con clastos dispersos de lutita cementada por carbonato que alcanzan diámetros de hasta tres centímetros.

Esta sección coincide parcialmente (tramos III a IV) con el perfil realizado por Pérez (1989) en Santa Cruz de Moncayo. Este autor sitúa el límite entre las unidades tectosedimentarias T5 y T6 en el comienzo del tramo III y el límite T6/T7 hacia el techo del tramo IV.

Las facies conglomeráticas más masivas del tramo I se identifican con la *litofacies*

*conglomerática* de Pérez (1989). Los depósitos conglomeráticos con geometría tabular se interpretan como formados en áreas muy proximales de abanicos en los que el flujo deja de ser confinado y pierde competencia. De esta forma, los materiales más groseros se depositan de forma rápida en mantos de gravas. Los depósitos de morfología canaliforme responderían a zonas proximales de los abanicos pero donde los flujos son confinados. Las areniscas gruesas que se intercalan ocasionalmente entre los conglomerados se interpretan como depósitos formados a partir de *plane beds* de alta energía que representan fluctuaciones en la intensidad del flujo.

El desarrollo de los ocasionales depósitos de caliche sobre los conglomerados y entre las facies lutíticas, pueden responder a los períodos de inactividad de los abanicos, cuando los canales sólo son activos en las grandes avenidas. Este podría ser el caso de abanicos de corta extensión.

En el tramo II la litofacies identificada es la *conglomerático-lutítica* de Pérez (1989). Estos depósitos se interpretan como sectores medios a distales de los abanicos aluviales debido a la alta relación lutita/conglomerado. Las morfologías lenticulares de los detríticos gruesos corresponden al relleno de los canales. Las lutitas representan la llanura de inundación que se forma en los desbordamientos de los sistemas de canales. Los depósitos arenosos responden a una densa red de canales de baja sinuosidad. Las areniscas tabulares se interpretan como depósitos generados por procesos de *sheet flood*.

El tramo III se identifica con la *litofacies lutítica* de Pérez (1989) y corresponde a las llanuras lutíticas de las partes más distales de los abanicos aluviales. Se generan bajo régimen de corrientes de baja competencia, por el depósito de los elementos en suspensión en flujos muy someros y no confinados de amplia extensión lateral.

El tramo IV es una combinación de las *litofacies lutítico-arenosa* y la *litofacies micrítica* de calizas nodulosas y bioturbadas de Pérez (1989). Este tramo se correspondería con las partes más distales de los abanicos aluviales donde se intercalan con las facies de tipo palustre, formadas en condiciones de encharcamiento y exposición subaérea y sometidas a procesos pedogenéticos.

El tramo V se identifica con la *litofacies arenoso-lutítica* de Pérez (1989). Esta litofacies se interpreta como zonas medias a distales de abanicos aluviales. Los depósitos se habrían producido tanto debido a flujos confinados en canales relativamente someros como a flujos desconfiados, que originan los niveles de areniscas tabulares.

El tramo VI se identifica con la *litofacies micrítica* con calizas nodulosas y bioturbadas de Pérez (1989). Las calizas nodulosas se interpretan como depósitos de zonas lacustres litorales, muy someras, que sufren períodos de exposición subaérea y procesos pedogenéticos en un ambiente hidromorfo e intensa colonización vegetal.

Así pues, en la sección de Umbría Alta se tiene una evolución desde medios aluviales proximales a distales, llegando a intercalarse depósitos lacustre-palustres en el tramo IV. Esta evolución responde a una retrogradación del sistema aluvial. En el tramo V se registra un nuevo episodio aluvial seguido en el tramo VI por ambientes lacustres marginales; dicha evolución representa otra retrogradación del sistema.



#### 3.4 DISCORDANCIA DEL BARRANCO DE PEÑA BLANCA

Como ya se indicó anteriormente, en los alrededores de la localidad de Los Fayos se encuentran los conglomerados de la Formación Fitero, que constituyen la parte inferior de la sección de la Umbría Alta. Sobre estos materiales inciden el trazado del Barranco de Peña Blanca y el de la carretera entre los Fayos y la carretera CV-610 (fig. 3.24). Ambos trazados discurren paralelos durante 800 metros, pero posteriormente el trazado de la carretera toma un barranco secundario en la vertiente norte del Barranco de Peña Blanca hasta alcanzar la carretera CV-610. A lo largo de esta carretera se ha levantado la mitad inferior del perfil estratigráfico de la sección de la Umbría Alta.

La sucesión, en facies conglomeráticas, primero masivas y posteriormente alternantes con niveles lutíticos aparece concordante y en aparente continuidad a lo largo de la carretera, donde se han levantado los tramos I y II de la sección de la Umbría Alta (fig. 3.24). Sin embargo, remontando el barranco de Peña Blanca se reconoce que la serie no es continua. En su inicio las capas mantienen un buzamiento casi horizontal, pero en un momento dado muestran una inclinación progresiva hacia el este, mientras que las capas que afloran unos 30 metros por encima, en la carretera, siguen presentando un buzamiento horizontal (fig. 3.25, foto 1). Los buzamientos de las capas medidos a lo largo del fondo del barranco aumentan progresivamente hasta alcanzar los 25 grados (fig. 3.25, foto 1) y, posteriormente, se atenúan hasta la horizontalidad, constituyendo un abanico de capas. En este contexto se puede determinar que en el tramo I del perfil realizado en la carretera están ausentes al menos 60 metros de conglomerados visibles en el Barranco de la Peña Blanca.

Barranco arriba, en la confluencia del Barranco de Peña Blanca con el Barranco de Luzán, se puede observar también una disposición similar de las capas (fig. 3.25, foto 3), que junto con las capas del abanico del Barranco de Peña Blanca describen un plano que marca una dirección aproximada para el eje del abanico de capas.

Así pues, se reconoce una discordancia que viene a corresponder con el metro 36,4 del perfil estratigráfico de la sección de la Umbría Alta. Esta discordancia, que se representa en el corte geológico de la figura 3.17 conlleva una laguna estratigráfica de un mínimo de 60 metros y separa las UTS T6 y T7 de Vázquez Urbez (2008).

A partir de sondeos, San Román (1994) elabora un mapa de isobatas de la base del Terciario y varios cortes geológicos que proponen una estructura del subsuelo para el somontano de la Sierra del Moncayo y las comarcas de Borja y el Bajo Jalón. En ellos se muestran, entre otros, el cabalgamiento Noribérico y el cabalgamiento de Peñas Negras (fig. 3.26); del corte geológico se desprende que las trazas de ambas estructuras se extienden por las cercanías de los relieves donde se ha localizado la discordancia del Barranco de Peña Blanca. En concreto la traza del cabalgamiento Noribérico discurre por el sur de la localidad de Tarazona de Aragón, mientras que la traza del cabalgamiento de Peñas Negras se extiende justo por debajo del relieve de la Umbría Alta. La cercanía de estas estructuras hace sospechar que estén involucradas en la formación de la discordancia que nos ocupa.

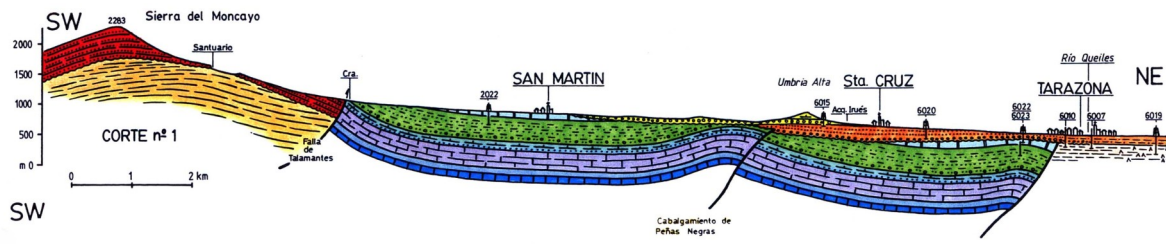


Figura 3.26 Corte geológicos entre la Sierra del Moncayo y Tarazona. En él se muestra, entre otros, el cabalgamiento Noribérico y el cabalgamiento de Peñas Negras (San Román, 1994).



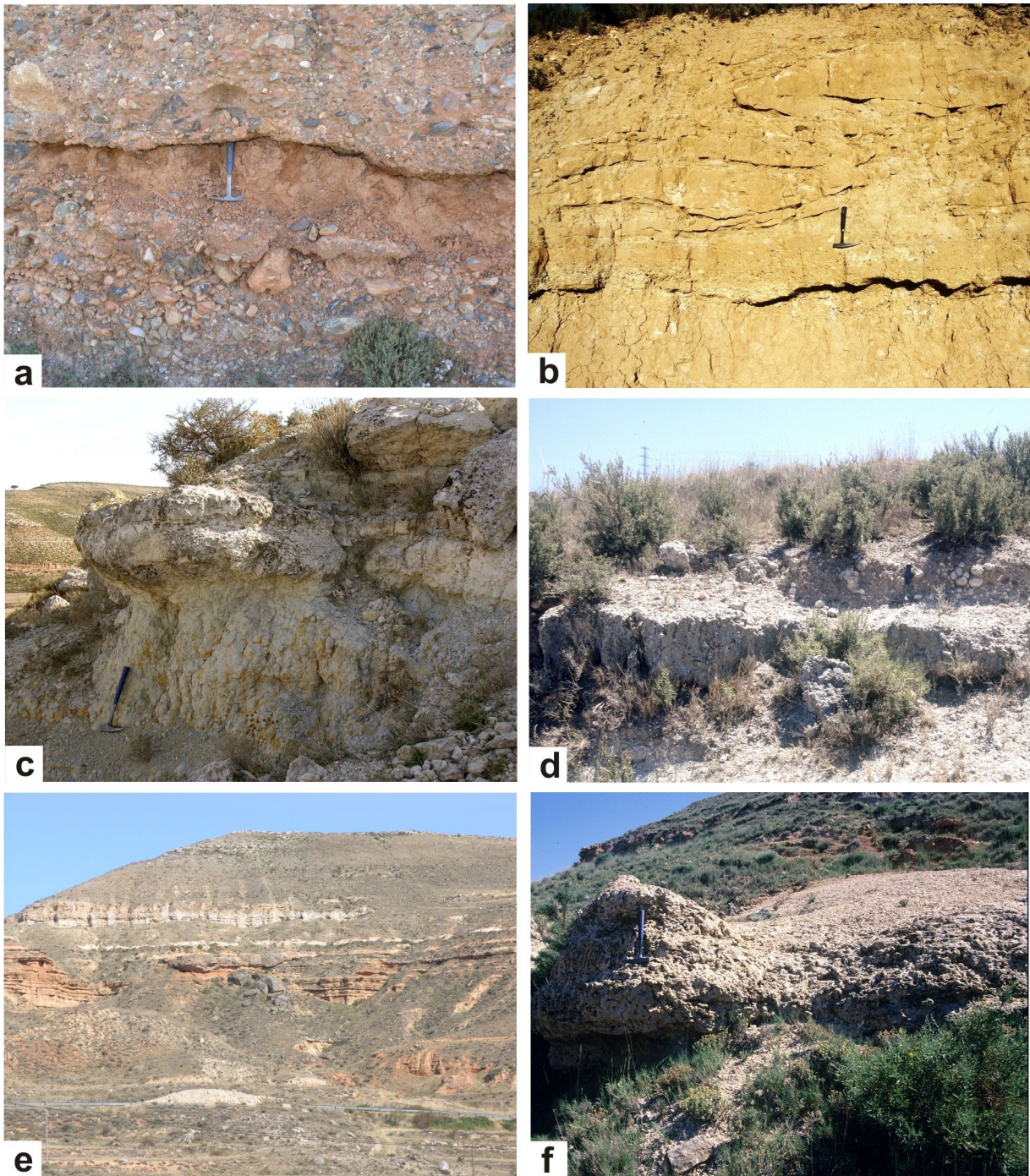


Lámina 3.3. a) Conglomerados y lutitas. Secuencia tipo III. Sección de Umbría Alta (Unidad T6). b) Areniscas y lutitas. Secuencia tipo VIb. Sección de Melero (unidad T7). c) Margas y calizas con bioturbación y nodulización. Secuencia tipo 4. Sección de Lugar (unidad T6). d) Calizas con intensa bioturbación de raíces. Sección de Lugar (unidad T7). e) Lutitas, areniscas y calizas. Tramos III a VI de la sección de Umbría Alta (unidad T7). f) Calizas oquerosas. Tramo IV de la sección de Umbría Alta (unidad T7).

**CAPÍTULO 4**  
**BIOESTRATIGRAFÍA Y**  
**DATOS RADIOMÉTRICOS**



## Capítulo 4

# BIOESTRATIGRAFÍA Y DATOS RADIOMÉTRICOS

Tradicionalmente se ha venido destacando la escasez de yacimientos de vertebrados en el Terciario de la Cuenca del Ebro que aporten una información biocronológica fiable, para organizar temporalmente el registro estratigráfico. Esta situación era más patente en el sector central de la cuenca; sin embargo otros autores han defendido que esta escasez no es tan marcada como aparenta (Cuenca *et al.*, 1992b). En todo caso, si bien existen numerosos yacimientos, éstos están dispersos y no todos resultan útiles bioestratigráficamente. En los últimos años la lista de yacimientos estudiados se ha incrementado a raíz del desarrollo de diversos trabajos magnetoestratigráficos y paleontológicos en el sector central de la Cuenca del Ebro (Larrasoaña *et al.*, 2006; Murelaga *et al.*, 2008; Agustí *et al.*, 2011; Ruiz-Sánchez *et al.*, 2012, 2013).

En el apartado 4.1 se cita una serie de yacimientos del sector central de la Cuenca del Ebro con datación biocronológica útil. Tales yacimientos no son todos directamente correlacionables con las secciones magnetoestratigráficas de este trabajo, pero están situados dentro de las unidades tectosedimentarias definidas en la cuenca, y proporcionaron las primeras aproximaciones a la posición estratigráfica de dichas unidades.

Los yacimientos descritos en los apartados siguientes (apartados 4.2 y 4.3) corresponden a aquéllos que están situados en los perfiles magnetoestratigráficos de este trabajo, o que por su cercanía son directamente correlacionables con tales perfiles. Todos ellos son yacimientos de mamíferos miocenos localizados en la Sierra de Alcubierre o el área de Tarazona-Borja, ya que en los Montes de Castejón no ha sido localizado ningún nivel fosilífero.



### 4.1. LOS YACIMIENTOS DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO

En este apartado se trata de ordenar y situar diversos yacimientos del sector central de la Cuenca del Ebro en las UTS definidas para el conjunto de la cuenca (fig. 4.1). En esta relación se incluyen los yacimientos que han tenido cierta relevancia en la estructuración cronológica del sector central y que, de hecho, han contribuido a la datación de las UTS (Villena *et al.* 1992, Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004). Así mismo se citan y sitúan estratigráficamente los yacimientos ubicados en las secciones estratigráficas de este trabajo o que son correlacionables con ellas, aunque su descripción más detallada se hará en los apartados 4.2 y 4.3.

#### 4.1.1 Sector de la Sierra de Alcubierre y áreas próximas de la cuenca

##### UTS T4

En el parte más oriental del sector central de la Cuenca del Ebro, al este de la Sierra de Alcubierre se encuentran situados varios yacimientos del Ramblense: Valcarreta 11, 12 y 14 (Cuenca y Canudo, 1991), Torrente de Cinca 68 (Agustí *et al.*, 1985, 1988, 1994) y Ballobar 21 (Agustí *et al.*, 1985; 1988; 1994b) que están ubicados en las series predominantemente carbonatadas de la Unidad Calizas de Torrente de Cinca, mientras que los yacimientos Clara 1 y Ontiñena 1 (Cuenca, 1991) se sitúan en unos niveles similares a las Areniscas y Margas de Alcolea que se incluyen en la Formación Sariñena. Estos yacimientos han sido asignados a la unidad MN1 de Mein (1975), correlacionable con la biozona local X de Daams y Freudenthal (1981). También en la UTS T4, pero en posiciones estratigráficamente más altas se encuentra el yacimiento de Chalamera (Cuenca, 1991), situado en la Formación Sariñena. El yacimiento de Chalamera se asigna biocronológicamente a MN2a, correlacionable con la Biozona Y.

En situación más central, y próximo al borde norte de la cuenca, se ha descrito el yacimiento de Santa Cilia (Crusafont *et al.*, 1966b, Crusafont y Pons, 1969, Agustí *et al.*, 1987, Alvarez Sierra *et al.*, 1987, Alvarez Sierra, 1987, Lacomba 1988, Aldana, 1990, Alvarez Sierra *et al.*, 1990), situado en la Formación Sariñena. Su asignación biocronológica es MN1, correlacionable con la biozona X. Al oeste de la Sierra de Alcubierre, en las facies evaporíticas de la Formación Zaragoza, se encuentra el yacimiento de Abuelo (Cuenca *et al.*, 1992b), siendo su asignación biocronológica MN2a, que se correlaciona con la Biozona A.

##### UTS T5

En esta UTS se encuentran los yacimientos de Barranco de las Foyas (Cuenca *et al.*, 1989, 1992b) y Paridera del Cura (Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1989; Aldana, 1990; Cuenca *et al.*, 1992b), ambos localizados en los niveles de las Calizas de Peñalba. La asignación biocronológica de los yacimientos de Barranco de las Foyas y Paridera del Cura es MN2b y han sido correlacionados con la Biozona Y. Más al Oeste y al Norte, en la Hoya de Huesca, en las facies detríticas de la Formación Sariñena, se localizan los yacimientos de San Juan y La Galocha 5 (Alvarez Sierra *et al.*, 1990; Daams, 1990), su asignación biocronológica es MN2b, para el primero, y MN3 para el segundo, correlacionables con la Biozona Y y con la Biozona Z, respectivamente. En esta zona también se encuentra el yacimiento de Tardienta (Canudo *et al.*, 1993; Canudo *et al.*, 1994) que ha sido correlacionado con la biozona Y2 o Z; el yacimiento tiene especial transcendencia porque se sitúa estratigráficamente muy próximo a un nivel ceolítico que ha sido datado por K-Ar

PISO	ZONA MN	BIOZONA LOCAL	Subsector	Sector de las	Sierra de Alcubierre	UTS	UTS (Pérez, 1989)	Unidad (Murelaga, et al., 2008)	
			Tarazona-Borja	Bardenas Reales					
VALLESIENSE	9	I							
		H	<b>La Ciesma 2b,3,4</b> <b>La Ciesma 1</b>		<b>San Caprasio 212</b> Agustí et al. (1994)				
ARAGONESIENSE	8 / 7	G3	<b>El Buste</b>		Moyuela				
		G2	Paridera de Pinos				T7		
	G1	<b>Melero 30</b>							
	F	<b>Melero 20, Borja</b>		Villanueva de Huerva	<b>San Caprasio 212</b>		T6	Unidad Intermedia	
	E								
5	Dd	Dc	<b>Tarazona de Aragón</b>						
				Sancho Abarca 5		<b>San Caprasio 109</b>		T6	Unidad Inferior
				Pico del Fraile 2					
4	C	B	Marga 3, Monteagudo						
						<b>Lanaja 142, Lanaja 145</b>		T5	
RAMBLIENSE	3	A	Tudela Marga 1	Pico del Fraile 1 Barranco del Fraile Nasa, Cabezo Vaquero 1 Rincón del Bu 1 Barranco de Tudela 3 Cuesta Agujeros 4 Cabezo de la Junta 1 Cabezo Marijuan 1 Cuesta Agujeros 3, 3b					
		Z			La Galocha 5	<b>Albalatillo 227</b>		T5	
AGENIENSE	2	Y		Cabezo Carboneras 1 Cuesta Agujeros 1, 2 Cabezo Hermoso 1,	Tardienta, San Juan				
		..... ?			Abuelo Santa Cilia	Paridera del Cura Barranco de las Foyas		T4	
1	X								
						Chalamera Clara 1, Ontiñena 1 Ballobar 21 Valcarreta 14 Torrente de Cinca 68 Valcarreta 11 y 12		T4	

Figura 4.1 Situación bioestratigráfica de las localidades y de los yacimientos más importantes del área de estudio. En negrita los situados en las secciones estratigráficas.

(Canudo et al., 1994; Odin et al., 1997; ver apartado 4.4)

En la secciones estudiadas de la Sierra de Alcubierre se encuentra el yacimiento de Albalatillo 227 (Agustí et al., 2011), situado en la Formación Sariñena. Este yacimiento se ha asignado biocronológicamente a la unidad MN3, y se correlaciona con la biozona Z. Los yacimientos de Lanaja 34-A y La Almolda 7 se han asignado a la unidad MN3 y han sido correlacionados con la biozona A (Agustí et al., 2011), ambos yacimientos se encuentran situados en los niveles carbonatados lacustres de la Formación Alcubierre. Ya en el Aragoniense, se presentan los últimos yacimientos localizados en la UTS T5 de la Sierra de Alcubierre: Lanaja 142 y Lanaja 145 (Agustí et al., 2011), ambos situados en la Formación Alcubierre. Estas localidades de mamíferos son asignadas biocronológicamente a MN4, y correlacionadas con las biozonas B y C.



### *UTS T6*

En el margen sur del sector central se encuentran los yacimientos de Villanueva de Huerva (Pérez *et al.*, 1985, Pérez, 1989, Cuenca *et al.*, 1992a) y Moyuela (Pérez *et al.* 1985; Pérez, 1989), que han sido datados como final de MN5, el primero y MN 7, el segundo; correlacionables con la Biozona E y con la biozona G, respectivamente.

En la UTS T6 de la Sierra de Alcubierre sólo se encuentra el yacimiento SC 109 (Agustí *et al.*, 2011), pero atendiendo sólo al contenido faunístico tiene una asignación muy amplia, que abarca el Aragoniense y el Vallesiense.

### *UTS T7*

En este sector solo se tiene constancia del yacimiento de San Caprasio 212 (Agustí *et al.*, 1994). Este yacimiento se localizó en los niveles predominantemente aluviales de la Formación Alcubierre, y posteriormente se asignó a MN6 (Agustí *et al.*, 2011).

#### **4.1.2 Sector de Las Bardenas Reales**

##### *UTS T4 a T6*

En el área de las Bardenas Reales, en los relieves que configuran la Plana Negra y geográficamente entre el subsector Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón y el subsector Tarazona-Borja, se encuentran una serie de localidades de mamíferos situadas todas ellas en la Formación Tudela (Larrasoaña *et al.*, 2006; Ruiz-Sánchez *et al.*, 2012 y 2013). Su datación bioestratigráfica es: Cabezo Hermoso 1, Cuesta Agujeros 1, 2 y Cabezo Carboneras 1 (Ageniense, MN2, correlacionable con la biozona Y); Cuesta Agujeros 3, 3b, Cabezo Marijuán y Cabezo de la Junta (Ramblense, MN3, correlacionable con biozona la Z); Cuesta Agujeros 4, Barranco de Tudela 3, Rincón del Bu 1, Cabezo Vaquero 1, la Nasa 1, 2 y 3, Barranco del Fraile, y Pico del Fraile 1 (Ramblense, MN3, correlacionable con la biozona A); y Pico del Fraile 2 y Sancho Abarca 5 (Aragoniense, MN4, correlacionable con la biozona D)

#### **4.1.3 Sector de Tarazona-Borja**

##### *UTS T5*

Englobados en esta unidad tectosedimentaria se encuentran los yacimientos de Marga 1 (Cuenca *et al.*, 1992b) y Tudela 1 (Crusafont y Truyols, 1961; Crusafont *et al.*, 1966a), que han sido datados como MN3; en el caso de Marga 1 también ha sido correlacionado con la biozona A.

Ya en el Aragoniense, se presentan los últimos yacimientos localizados en la UTS T5, los de Marga 3 (Cuenca *et al.*, 1992b), en la Unidad de Zuera (Hernández *et al.*, 1991) y Monteagudo (Lacarra, 1920; Ruiz de Gaona *et al.*, 1946; Villalta y Crusafont, 1946; Astibia *et al.*, 1987) en los Yesos de Monteagudo. Ambos son asignados biocronológicamente a MN4, correlacionables con las biozonas B y C.

### UTS T6

En esta unidad se ubica el yacimiento de Tarazona de Aragón (Astibia *et al.*, 1981 y 1984; Astibia, 1986 y 1987; Valdes *et al.*, 1986; Astibia y Morales, 1987; Astibia y Mazo, 1988; Daams, 1990; Astibia *et al.*, 1998; Astibia *et al.*, 2000; Badiola *et al.*, 2001). Se encuentra situado en la unidad cartográfica TBb-Bc c11-12 (Castiella, 1977) y Pérez (1989) lo incluye todavía en la UTS T5, pero Murelaga *et al.* (2008) lo sitúan en la que denominan Unidad Inferior, que correspondería a la UTS T6 según Vazquez-Urbez (2008). La edad del yacimiento se asignó a MN4-5 (Astibia *et al.*, 1981 y 1984), correlacionable con la biozona D, pero Murelaga *et al.* (2008) han ajustado la datación a MN5, correlacionable con las biozonas Dc-Dd.

### UTS T7

En esta unidad se encuentran los yacimientos de Borja y Paridera de Pinos, aunque ambos fueron emplazados en un principio en la UTS T6 por Pérez (1989). El yacimiento de Borja (Pérez, 1989) se asigna a la unidad MN5 y se correlaciona con la biozona E (Cuenca *et al.*, 1992b). El yacimiento de Paridera de Pinos (Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1992a) tiene una asignación biocronológica amplia, podría ser MN6 o MN7, lo que equivale a las biozonas F, G1, G2 y parte inferior de G3.

En esta unidad se encuentran los yacimientos de Melero 20 y Melero 30 (Murelaga *et al.*, 2008). Los dos yacimientos están incluidos en la Unidad intermedia de Murelaga *et al.* (2008), equivalente a la UTS T7. El primer yacimiento ha sido asignado a MN5 y correlacionado con la biozona E, mientras que el segundo ha sido asignado a la unidad MN6, pero no se ha distinguido si sería correlacionable con a la biozona F o con la biozona G1.

Otro yacimiento incluido claramente en la UTS T7 es el yacimiento de El Buste. Sin embargo, Cuenca *et al.* (1992a) indicaban que, aunque el yacimiento de El Buste (en su forma clásica, EBU 3) fue situado en la unidad UTS T7 por Pérez (1989), los niveles inferiores del yacimiento (EBU 2) podrían ser incluidos en la UTS T6 de Pérez (1989). La asignación biocronológica es MN 7/8, correlacionable con la Biozona G. No obstante, Murelaga *et al.* (2008) correlacionan el yacimiento con la biozona G2.

El yacimiento mioceno más moderno de la cuenca es el yacimiento de La Ciesma. El yacimiento de La Ciesma ha sido datado como MN7/8 (Azanza, 1986, Domingo *et al.*, 2007) para el nivel 1 y MN9, correlacionable con la Biozona H, para los niveles superiores (Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1992a).

### 4.2. YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE

A continuación se describen los yacimientos de mamíferos de la Sierra de Alcubierre situados en las sucesiones magnetoestratigráficas estudiadas, o que pueden ser correlacionados con ellas de manera inequívoca (fig. 4.2). En esta descripción consta al menos su situación geográfica y estratigráfica, la asociación faunística y su datación biocronológica y bioestratigráfica.

#### *ALBALATILLO 227 (ALBA 227)*

La localidad fosilífera de Albalatillo 227 se encuentra situada bajo el punto geodésico de Buralroyo, junto a los parajes del Serrato, en las estribaciones orientales del conjunto de relieves conocidos como Sierra de Alcubierre. La situación del yacimiento está incluida en la sección de Albalatillo de este trabajo, en torno al metro 234, en un nivel margoso de la alternancia de calizas y margas de la Formación Alcubierre.

La lista faunística del yacimiento está constituida por un único taxón (Agustí *et al.*, 2011): *Armantomys* sp.

No es posible la asignación a una especie determinada debido a la escasez de piezas y a una peculiaridad morfológica de las crestas de la corona de la pieza dental. Sin embargo, por su similitud con *Armantomys parsani*, el nivel fosilífero puede correlacionarse con las biozonas locales Z o A, en el Ramblense de la cuenca Calatayud-Daroca de Daams *et al.* (1999) y de la Formación Tudela (Larrasoña *et al.*, 2006).

#### *LANAJA 34-A (LN 34-A)*

El Yacimiento de Lanaja 34-A se encuentra situado en un barranco ubicado entre los parajes de El Bolador y Manadella, cercano al vértice geodésico de Torre Ventosa, en la vertiente norte de La Sierra de Alcubierre, entre las Sierras de Lanaja y Pallaruelo. El nivel se encuentra incluido en la sección de Lanaja de este trabajo, en unos niveles lutíticos con intercalaciones de unos niveles arenosos menos potentes, en torno al metro 39. Litoestratigráficamente, estos niveles se incluyen en la Formación Alcubierre.

La lista faunística del yacimiento (Agustí *et al.*, 2011) es: *Pseudotheridomys fejfari*, *Bransatoglis* aff. *concavidens*.

El material catalogado como *Bransatoglis* aff. *concavidens* se ajusta, por talla y morfología, a una variabilidad de *Bransatoglis concavidens*, cuya última presencia está registrada en MN2 (nivel de La Chau; Mayr, 1979). Pero la presencia de *Pseudotheridomys fejfari* indica una asignación bioestratigráfica del nivel fosilífero a biozona A, es decir a MN3 de Mein (Agustí *et al.*, 2011).

#### *LA ALMOLDA 7 (LAL 7)*

El yacimiento de La Almolda 7 está situado junto al camino que asciende desde la localidad de La Almolda hasta la ermita de Santa Quiteria, en la vertiente sur de la Sierra de Alcubierre. El nivel fosilífero se encuentra incluido en el perfil estratigráfico de La Almolda (Arenas, 1993), en una alternancia de margas y calizas. Este perfil es directamente correlacionable con el perfil de Lanaja,

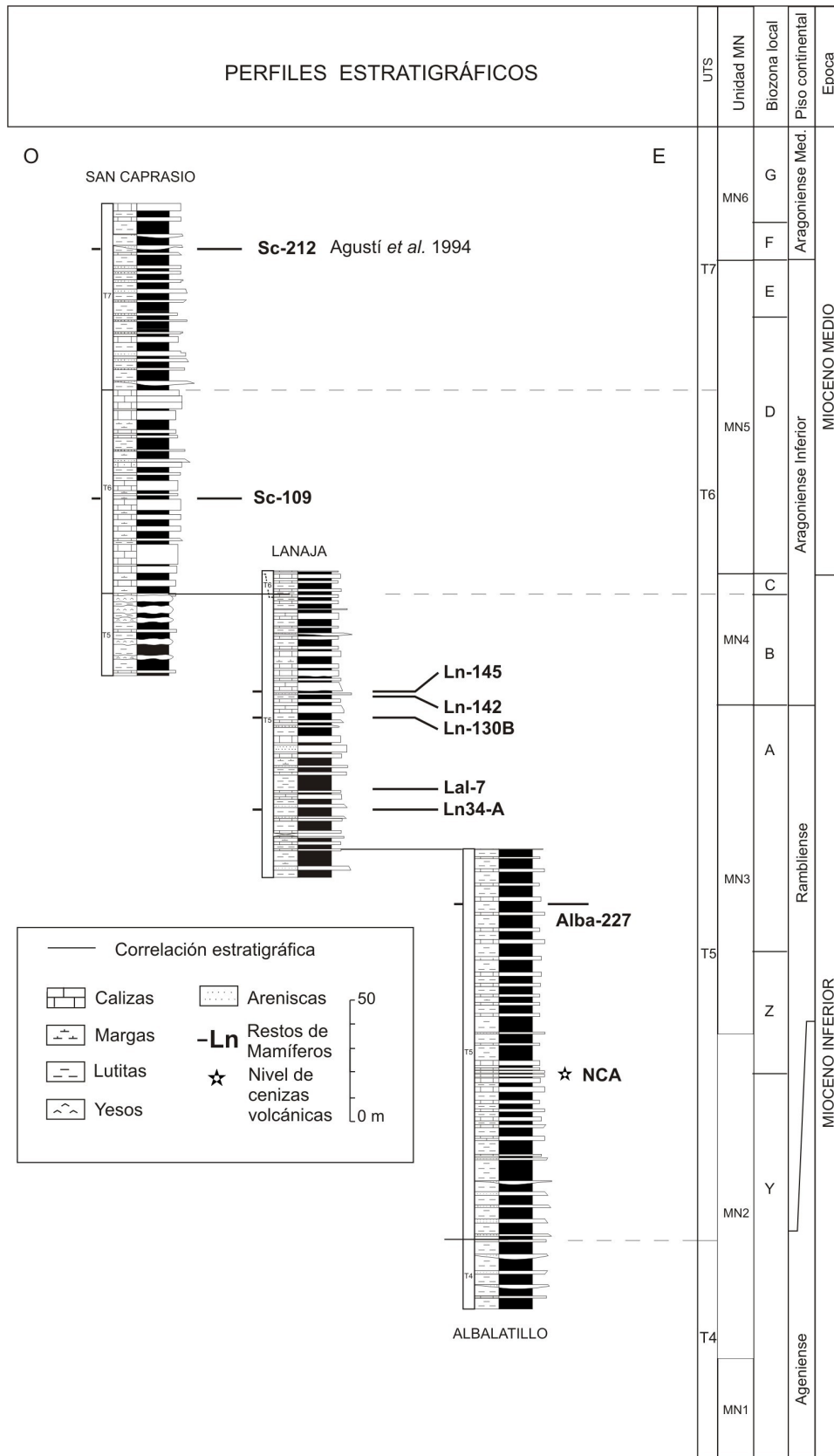


Figura 4.2 Situación estratigráfica de las localidades de micromamíferos situadas en las secciones estratigráficas de la Sierra de Alcubierre.

por lo que el yacimiento de La Almolda 7 es equivalente, en la sección de Lanaja, a una alternancia de calizas grises y margas marrones sobre las que afloran unas lutitas marrones con nódulos de yeso dispersos. Litoestratigráficamente se incluye en la Formación Alcubierre.

La lista faunística (Agustí *et al.*, 2011) cuenta con dos taxones: *Pseudotheridomys fejfari* y *Pseudodryomys robustus*.

La presencia de *Pseudotheridomys fejfari* sugiere una asignación bioestratigráfica a la biozona local A (Agustí *et al.*, 2011). Por otra parte el material de *Pseudodryomys robustus* es muy similar al del holotipo de Ateca III (Calatayud-Daroca; Brujin, 1967) y, como en ese caso, la ausencia de Cricétidos sugiere una asignación a la biozona A, pese a que este taxón también se ha encontrado en yacimientos referidos a la base de la biozona C. La asignación biocronológica para el yacimiento de La Almolda 7 ha sido MN3 de Mein (Agustí *et al.*, 2011).

##### LANAJA 142 (LN 142)

El Yacimiento de Lanaja 142 se encuentra situado junto a la carretera que cruza la Sierra de Alcubierre para unir las localidades de Lanaja y Monegrillo, en los niveles inmediatamente por debajo de una cantera cercana al vértice geodésico de Torre Ventosa, en la vertiente norte de La Sierra de Alcubierre. El nivel se encuentra incluido en la sección de Lanaja de este trabajo, en unos niveles lutíticos con intercalaciones areniscosas, en torno al metro 105. Litoestratigráficamente, estos niveles se incluyen en la Formación Alcubierre.

La lista faunística de Lanaja 142 (Agustí *et al.*, 2011) es: *Pseudodryomys aff. robustus*, *Peridyromys murinus*.

*Peridyromys murinus* tiene un rango bioestratigráfico muy amplio, desde el Oligoceno Medio al Mioceno Medio; sin embargo la complicada morfología de las piezas de LN 142 es similar a la encontrada para esta especie en las localidades de Villafeliche 2A y Buñol (Daams, 1981), datadas como biozona B y C respectivamente, ambas correlacionadas con MN4 de Mein (Agustí *et al.*, 2011).

##### LANAJA 145 (LN 145)

El Yacimiento de Lanaja 145 se encuentra situado junto a la carretera que une las localidades de Lanaja y Monegrillo, incluido en una cantera cercana al vértice geodésico de Torre Ventosa, entre las Sierras de Lanaja y Pallaruelo, en la vertiente norte de La Sierra de Alcubierre. El nivel se encuentra incluido en la sección de Lanaja de este trabajo, en unas intercalaciones margosas entre los niveles de calizas objeto de explotación en torno al metro 108 del perfil estratigráfico. Litoestratigráficamente, estos niveles se incluyen en la Formación Alcubierre.

La lista faunística del yacimiento (Agustí *et al.*, 2011) es: *Pseudodryomys aff. robustus*, *Myoglis sp.*, *Democricetodon sp.*, *Peridyromys murinus*.

Al igual que en el caso de Lanaja 142 la presencia de *Peridyromys murinus* sugiere una asignación bioestratigráfica desde el Oligoceno Medio al Mioceno Medio; quizás se podría restringir biocronológicamente a MN4 de Mein, atendiendo al patrón de la crestas de las piezas. Sin embargo,

la presencia de *Democricetodon* sp. en un nivel asignado a estas biozonas se considera muy prematura en la Península Ibérica (Agustí *et al.*, 2011).

*SAN CAPRASIO 109 (SC 109)*

La localidad fosilífera de San Caprasio 109 se encuentra situada junto al camino que asciende desde la localidad de Farlete a la ermita de San Caprasio, en la Sierra de Alcubierre. Se sitúa en unos niveles margosos entre calizas en torno al metro 102 de la sección de San Caprasio de este trabajo. Litoestratigráficamente se encuentra incluido en la Formación Alcubierre.

La lista faunística de San Caprasio 109 (Agustí *et al.*, 2011) consta de los taxones: *Vasseuromys* aff. *multicrestatus* y *Democricetodon* sp.

El hecho de que el material encontrado en esta localidad fosilífera sea atribuido a un *affinis* o a un género como *Democricetodon* sin especificar la especie, hace difícil una asignación temporal precisa atendiendo a criterios bioestratigráficos sin tener en cuenta la magnetoestratigrafía. En cualquier caso, la aparición de *Democricetodon* sp. en Lanaja 145 sitúa la presencia de *Democricetodon* sp. en la Península Ibérica entre MN4 y el Vallesiense Inferior, que es su última aparición registrada (Agustí *et al.*, 2011).

*SAN CAPRASIO 212 (SC 212)*

El yacimiento San Caprasio 212 está situado junto al camino que asciende por la Sierra de Alcubierre desde la localidad de Farlete hasta la ermita de San Caprasio, en el vértice geodésico del Pico de San Caprasio. Se sitúa en unos niveles lutíticos que alternan con areniscas y finos niveles de calizas, en torno al metro 245 de la sección de San Caprasio de este trabajo. Litoestratigráficamente se encuentra incluido en la Formación Alcubierre.

La lista faunística de la localidad fosilífera de San Caprasio 212 (Agustí *et al.*, 1994) es: *Megacricetodon* sp., *Ramys* cf. *perezi*, *Spermophilinus bredai*.

Las especies del género *Ramys* en la península Ibérica tienen una distribución principalmente Vallesiense y su asociación con *Megacricetodon* sp. hizo que se atribuyera este yacimiento a la última parte del Aragoniense o al Vallesiense inferior, entre MN-8 y MN9 (Agustí *et al.*, 1994a). Sin embargo, si se considera que el género *Ramys* es una forma junior de *Vasseuromys* (Agustí, 1981; Daxner-Höck and Bruijn, 1981; Agustí *et al.*, 2011) los niveles en los que se encuentra el yacimiento SC 212 podrían asignarse a una edad más temprana.

### 4.3. YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS DEL SUBSECTOR TARAZONA-BORJA

A continuación se describen los yacimientos de mamíferos del subsector Tarazona-Borja situados en las sucesiones magnetoestratigráficas estudiadas, o que pueden ser correlacionados con ellas (fig. 4.3). En esta descripción consta al menos su situación geográfica y estratigráfica, la asociación faunística y su datación biocronológica y bioestratigráfica

#### TARAZONA DE ARAGÓN (TA)

El yacimiento de vertebrados de Tarazona de Aragón está situado en el término municipal homónimo cerca de la denominada "Peña Picada" y del camino que comunica Tarazona con El Buste, en el borde sur de la Depresión del Ebro. El yacimiento está ubicado en una pequeña loma de materiales lutíticos gris-azulados con alto contenido en ostrácodos y caráceas con un tramo rojo intercalado rico en materiales óseos, en los primeros dos metros de la sección de Lugar. Litoestratigráficamente este yacimiento se encuentra incluido en la Formación Tudela. El yacimiento de Tarazona de Aragón es el yacimiento más rico en taxones de mamíferos del Aragoniense de la Cuenca del Ebro y su lista faunística (Astibia *et al.*, 1981 y 1984; Astibia, 1986 y 1987; Valdes *et al.*, 1986; Astibia y Morales, 1987; Astibia y Mazo, 1988; Daams, 1990; Astibia *et al.*, 1998; Astibia *et al.*, 2000; Badiola *et al.*, 2001) es la siguiente: *Heteroxerus* cf. *rubricati*, *Armantomys aragonensis*, *Pseudodyromys ibericus*, *Microdyromys koenigswaldi*, *Megocricetodon collongensis*, *Fahlbuschia koenigswaldi*, *Fahlbuschia* sp., *Lagopsis peñai*, Soricidae indet., Chiroptera indet., *Hemicyon mayoralis* (*Hemicyon* cf. *sansaniensis*), *Amphicyon major*, Felidae indet., *Hispanotherium matritense*, *Anchitherium* sp., *Caenotherium* sp., *Conohyus simorreensis*, *Eotragus* sp. aff. *aplodon*, ? *Miotragocerus* sp., *Micromeryx* sp., *Tauromeryx turiasonensis* (*Triceromeryx turiasonensis*), *Gomphotherium angustidens*, *Eotragus* aff. *sansaniensis*, aff. *Tethytragus*.

Los distintos autores atribuyen a la fauna de Tarazona de Aragón una edad Aragoniense medio (MN4-5 de la biozonación de Mein), siendo correlacionable con las faunas de la zona D. Murelaga *et al.* (2008), una vez revisado el yacimiento de Tarazona con las aportaciones de Daams *et al.* (1999), han ajustado su rango temporal a la biozona Dc-Dd o MN5.

Las dataciones de la fauna de micromamíferos de Tarazona de Aragón concuerdan, desde el punto de vista bioestratigráfico, con las asignaciones de las faunas de macromamíferos de Valdés *et al.* (1986).

#### BORJA (BO)

El yacimiento de Borja se sitúa geográficamente en el margen suroriental de la Muela de Borja. Se encuentra en un nivel lutítico oscuro a techo de un paquete de lutitas marrones con una intercalación de caliza blanca en el metro 29 del perfil de Borja (Vázquez Urbez, 2008). El yacimiento de Borja no está situado en las secciones magnetoestratigráficas de este trabajo, pero es correlacionable con unos niveles de lutitas rojas que se alternan con cuerpos canaliformes de areniscas, en torno al metro 10 de la sección de Melero. Litoestratigráficamente este yacimiento se encuentra incluido en la Formación Tudela.

En la lista faunística se citan (Pérez, 1989): *Fahlbuschia* cf. *darocensis*, *Cricetodon* sp.

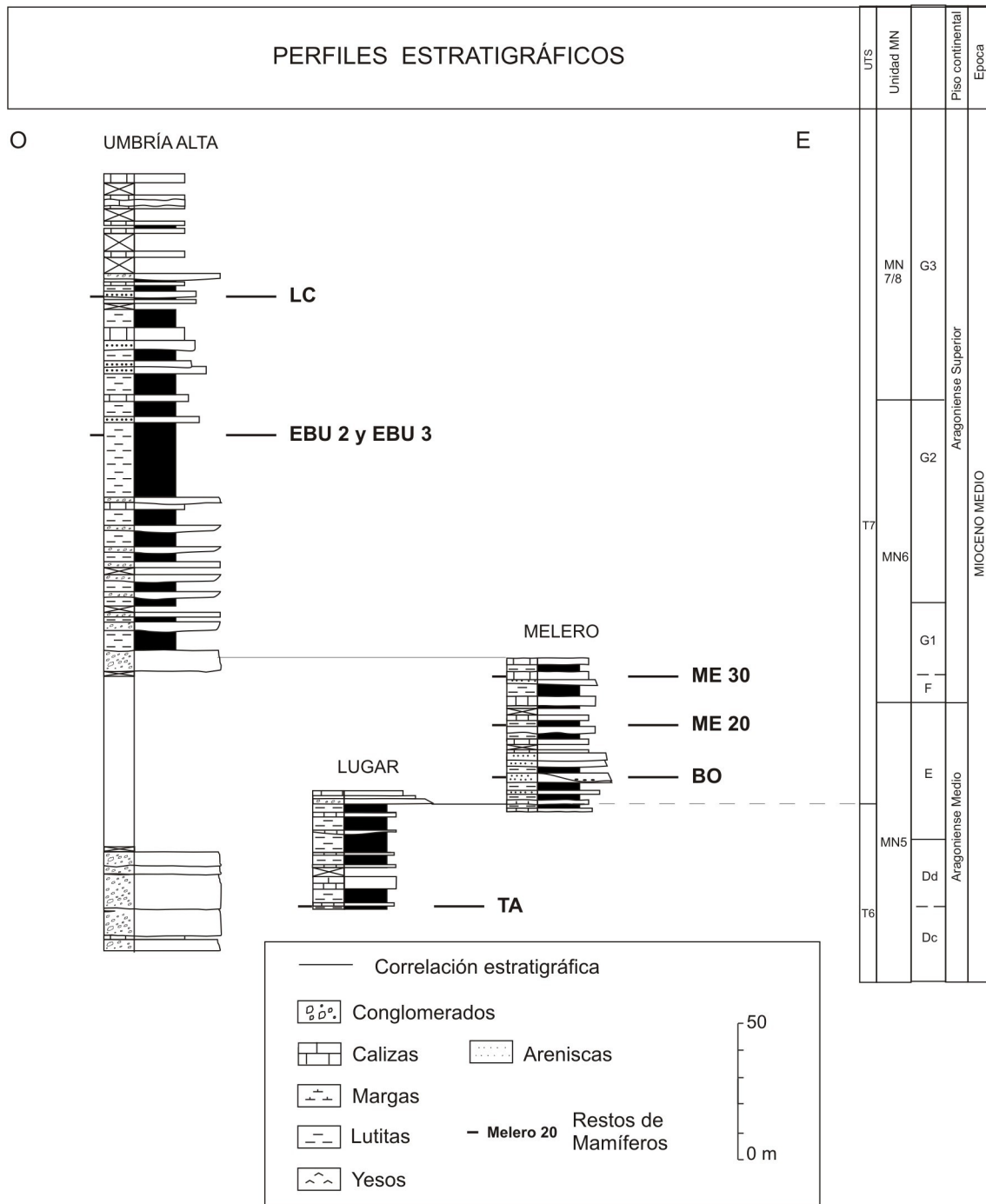


Figura 4.3 Situación estratigráfica de las localidades de mamíferos y de los yacimientos situados en las secciones estratigráficas del subsector Tarazona-Borja.

En Pérez (1989) se hace una asignación biocronológica amplia, entre las biozonas E y G y las unidades MN5 a MN7/8. Sin embargo, según Cuenca *et al.* (1992b) se restringe a la biozona E y a la unidad MN 5.



##### *MELERO 20 (ME 20)*

El yacimiento se encuentra situado en las estribaciones noroccidentales del relieve conocido como Plana Melero, en torno al metro 30 de la sección de Melero. Estratigráficamente se localiza en un nivel margoso con abundantes restos carbonosos que forma parte de una alternancia de calizas y margas lacustres. Litoestratigráficamente este yacimiento se encuentra incluido en la Formación Tudela.

El yacimiento cuenta con la siguiente lista faunística (Murelaga *et al.*, 2008): *Fahlbuschia darocensis*, *Megacricetodon collongensis*, *Heteroxerus grivensis*, *Armantomys cf. tricistatus*, *Microdyromys cf. monspeliensis*, *Prolagus cf. major*, Chiroptera indet.

La localidad de Melero 20 se ha asignado a la biozona E y se incluye en la unidad mastológica MN5 (Murelaga *et al.*, 2008).

##### *MELERO 30 (ME 30)*

Al igual que el yacimiento Melero 20 este nivel fosilífero se encuentra situado en las estribaciones noroccidentales de Plana Melero, en la sucesión que cubre la sección de Melero. Estratigráficamente se localiza en un nivel margoso con abundantes restos carbonosos situado unos 20 metros por encima de Melero 20. Litoestratigráficamente se encuentra incluido en la Formación Tudela.

El contenido mastológico de la localidad de Melero 30 (Murelaga *et al.*, 2008) es el siguiente: *Megacricetodon collongensis-crusafonti*, *Heteroxerus cf. grivensis*, *Lagopsis* sp.

La asignación bioestratigráfica de la localidad fosilífera es biozona F a G1, su equivalente en la escala de Mein es MN6 (Murelaga *et al.*, 2008).

##### *EL BUSTE (EBU 2 y EBU 3)*

El yacimiento se localiza en unos niveles de lutitas y margas calcáreas con abundantes niveles arenosos situados en la vertiente norte de la Muela de Borja, en las cercanías de la localidad de El Buste, fuera de las secciones magnetoestratigráficas estudiadas. Existen dos niveles que arrojan información biocronológica: El Buste 2 y El Buste 3. El yacimiento de El Buste no está situado en las secciones magnetoestratigráficas de este trabajo, pero se ha estimado su posición estratigráficamente cerca del techo de un potente tramo de lutitas rojas en la sección de Umbría Alta, en torno al metro 130. Litoestratigráficamente este yacimiento se encuentra incluido en la Formación Tudela.

Contenido faunístico del nivel El Buste 2 (Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1992b): *Megacricetodon crusafonti*.

El nivel El Buste 3 presenta la siguiente lista faunística (Azanza, 1986, Azanza *et al.*, 1988, Cuenca *et al.*, 1992b): *Megacricetodon crusafonti*, *Fahlbuschia* sp., Insectívora indet, *Prolagus* sp., *Aceratherium cf. simorreense*, *Conohyus ebroensis*.

La asignación bioestratigráfica realizada tanto con fauna de macro como de

microvertebrados es Aragoniense Superior (Azanza, 1986, Azanza *et al.*, 1988) y biozona G o unidad mastológica MN 7-8 (Cuenca *et al.*, 1992b). Sin embargo, Murelaga *et al.*, (2008) apunta que al comparar las faunas de micromamíferos de El Buste con las nuevas aportaciones de Daams *et al.* (1999) el yacimiento podría asignarse a la biozona G2.

#### LA CIESMA (LC)

El yacimiento se localiza en la ladera SW del relieve tabular de La Ciesma, al sur de Santa Cruz de Moncayo y consta de cinco niveles fosilíferos que se sitúan en la base de una unidad de margas calcáreas y calizas que alternan con margas, lutitas y ocasionalmente areniscas (Azanza *et al.*, 1988), que según los autores son el cambio lateral de los materiales calcáreos que coronan la Muela de Borja, y por tanto los niveles de La Ciesma se sitúan litoestratigráficamente por encima de los de El Buste. Estratigráficamente se localiza en torno al metro 130 de la sección de la Umbría Alta. Estos niveles se sitúan en la Formación Tudela.

La lista faunística de la Ciesma 1 es (Azanza, 1986, Azanza *et al.*, 1988, Gil y Azanza 1984): *Gomphoterium angustidens*, Rhinocerotidae indet., *Listriodon splendens*, *Conohyus ebroensis*, *Hispanomeryx aragonensis*, Bovidae indet. cf. *Caprotragoides*, *Heteroxerus* sp., *Geochelone* sp., Quelonia indet.

La Ciesma 2a (Azanza, 1986): *Chelonia* indet.

El nivel La Ciesma 2b (Azanza *et al.*, 1988): *Myomimus dehmi* y *Progonomys* sp.

El nivel La Ciesma 3 (Azanza, 1986) presenta: *Palaeomeryx* cf. *magnus*, *Gomphoterium angustidens*, *Chelonia* indet.

El nivel La Ciesma 4 (Azanza *et al.*, 1988): *Myomimus dehmi*, insectívora indet., lagomorfa indet.

El yacimiento de La Ciesma ha sido datado usando macro y microvertebrados. La datación establecida según el contenido de macrovertebrados indica que los niveles 1 y 3 pertenecen al Aragoniense Superior o MN7/8 (Azanza, 1986, Domingo *et al.*, 2007); sin embargo, en Cuenca *et al.*, (1992b) el nivel La Ciesma 3 figura como Vallesiense. Por otra parte la asociación de micromamíferos (presente en los niveles 2b y 4) ha sido datada como propia del Vallesiense, MN9 o Biozona H (Azanza *et al.*, 1988; Cuenca *et al.*, 1992a). Esta datación, junto con la de Azanza (1986), llevó a considerar el yacimiento de la Ciesma como indicativo del tránsito Aragoniense-Vallesiense.

### 4.4 DATOS RADIOMÉTRICOS

En la sección de Albalatillo, en torno al metro 133 (tramo III), se encuentra un nivel tabular de 4 ó 5 centímetros de espesor, de color blanco y blanco-grisáceo de tacto jabonoso y muy poroso constituido por cristales milimétricos (lám. 3.1). Este nivel se engloba dentro de un potente paquete formado por una alternancia de calizas marrón claro y grises (algunas con tonos rosáceos) y lutitas verdes, marrones y rojas.

El componente mineralógico principal de este nivel es la analcima (hasta el 90%) y minerales de la arcilla (principalmente esmectita); en menores proporciones también contiene calcita, cuarzo y feldespato (Bauluz *et al.*, 1993; Arenas, 1993). A este nivel se le atribuye un origen volcánico, donde las cenizas volcánicas depositadas inicialmente se vieron transformadas diagenéticamente en el nivel ceolítico que podemos observar actualmente (Arenas, 1993). Denominaremos este nivel como Nivel de Cenizas de Albalatillo (NCA, fig. 4.2).

NCA no es el único nivel de este tipo registrado en este sector de la Cuenca del Ebro. Hirst (1983) habla de un nivel de cenizas volcánicas en los alrededores de la localidad de Tardienta. Describe este nivel como una capa blanca de arenisca rica en sanidina, analcima y esmectitas, de alrededor de 2 cm de espesor, sobre la que se sitúa un nivel de 10 cm de esmectita rosácea con textura jabonosa. Posteriormente, se han reconocido hasta cinco lugares donde afloran niveles ceolíticos similares: en las cercanías de Tardienta, Lanaja, Cantera del Tejar, Peñalba y la Sierra de Sigena (NCA). Estos niveles se han estudiado desde el punto de vista estratigráfico, petrográfico y mineralógico en diversos trabajos (Canudo *et al.*, 1993; Lago *et al.*, 1993; Bauluz *et al.*, 1993; Arenas, 1993; Canudo *et al.*, 1994; Bauluz *et al.*, 1994; Odín *et al.*, 1997). La distribución geográfica de estos afloramientos ceolíticos sugiere que, de tratarse de un único nivel, éste se puede extender a lo largo de 100 Km (Lago *et al.*, 1993).

Los niveles ceolíticos de cada una de las localidades presentan semejanzas, pero también características variables (Arenas, 1993; Canudo *et al.*, 1994; Odín *et al.*, 1997). Se encuentran desarrollados en relación con distintos tipos de facies: en facies predominantemente lacustres, como en Albalatillo y Peñalba, y en facies predominantemente aluviales o fluviales, como en Cantera del Tejar y Tardienta. Tienen geometría tabular y estratificación paralela al resto de sedimentos y su espesor puede variar de 3-4 a 40 o 60 cm. En general constan de dos capas superpuestas, una inferior de color blanco y otra superior de tonos rojizos a verdosos dependiendo de los afloramientos; en el nivel de Albalatillo solo se presenta el nivel blanco, mientras que en la Cantera del Tejar el nivel blanco está ausente. En algunos niveles es patente una laminación textural y, también, granoselección con los cristales más gruesos en la base.

El estudio mineralógico y geoquímico de los niveles de Tardienta y Cantera del Tejar (Bauluz *et al.*, 1994) muestran diferencias notables entre las composiciones mineralógica y geoquímica de los niveles ceolíticos y las de los niveles lutíticos y carbonatados que los engloban. La composición geoquímica de los niveles ceolíticos indica que el material original fue seguramente material piroclástico transportado de forma aérea desde la zona de la erupción volcánica a las áreas lacustres donde se depositaron. Su amplia distribución y la independencia de las facies en las que se engloban es un buen criterio que apoya la naturaleza del transporte aéreo de las cenizas

volcánicas que constituyeron el material original de estos niveles (Odin *et al.*, 1997). Desde el punto de vista petrográfico, el estudio de los niveles ceolíticos confirma el origen volcánico de los mismos (Lago *et al.*, 1993; Odin *et al.*, 1997); sin embargo también indican que no es probable que se trate de un evento volcánico único.

Arenas (1993), mediante criterios de correlación estratigráfica, encuentra que los niveles de Tardienta, Cantera del Tejar y Albalatillo son muy próximos estratigráficamente entre sí, pero no se puede afirmar si se trata un único nivel o varios muy próximos estratigráficamente. También existen diferencias mineralógicas y composicionales de elementos traza y de enriquecimiento en tierras raras (REE) entre los niveles de Tardienta y Cantera del Tejar que sugieren que los materiales originales de los dos depósitos de ceolitas fueron suministrados por dos eventos volcánicos diferentes (Bauluz *et al.*, 1994).

Por otra parte, los porcentajes variables de analcima y esmectita como minerales silicatados autigénicos de los niveles piroclásticos de Tardienta y Cantera del Tejar pueden deberse a las diferentes características de la geoquímica de las aguas intersticiales durante la diagénesis (diferencias en la abundancia relativa de los iones alcalinos y H<sup>+</sup>, el pH y la salinidad), condicionada por un desarrollo variable de las condiciones de evaporación (Bauluz *et al.*, 1994).

Desde el punto de vista geocronológico, se han datado cristales de sanidina pura del nivel de Lanaja, mediante <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, obteniendo como resultado final una edad estimada K-Ar de 19.3±0.7 Ma (Odin *et al.*, 1997); 19.7 ± 0.3 Ma (van Dam *et al.*, 2006), usando una edad recalibrada del patrón HDB1 (Heidelberg biotite) en base al patrón astronómicamente calibrado FCT (Fish Canyon Tuff). Se asume que, al ser los materiales originales de naturaleza volcanoclástica y ser transportados por vía aérea, la edad de los cristales de sanidina originados en el momento de la erupción volcánica, dataría con precisión la edad de depósito de los niveles.

La presencia del yacimiento de micromamíferos de Tardienta, situado inmediatamente por encima del nivel de cenizas volcánicas de esa localidad, permite situar bioestratigráficamente este nivel ceolítico en el techo de la biozona Y2 (por la asociación de glíridos del yacimiento) o en la biozona Z (utilizando como criterio la ausencia de Ritteneria y cricétidos). Por tanto, el nivel de Tardienta se depositó en un momento cercano al límite Ageniense-Ramblense o durante la primera parte del Ramblense (Canudo *et al.*, 1994; Odin *et al.*, 1997).



# **CAPÍTULO 5**

# **MAGNETOESTRATIGRAFÍA**



## Capítulo 5

# MAGNETOESTRATIGRAFÍA

En este capítulo se presentan los resultados del estudio de las propiedades magnéticas, los datos direccionales de la magnetización remanente natural (NRM) y la correlación magnetoestratigráfica de las nueve secciones estudiadas en la Sierra de Alcubierre, los Montes de Castejón y el subsector Tarazona-Borja.

En primer lugar se trata de caracterizar los sedimentos de las secciones estudiadas a partir de sus propiedades magnéticas. Se muestran los datos de la susceptibilidad magnética (K) y la magnetización remanente natural (NRM) medias de las secciones. Se presentan los análisis de la magnetización remanente isoterma (IRM) realizados para determinar la mineralogía portadora de la magnetización de las rocas de las secciones estudiadas. También se analizan algunos de los parámetros de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) para caracterizar la fábrica de los sedimentos y determinar posibles deformaciones postdeposicionales.

Seguidamente se presentarán los resultados paleomagnéticos de cada una de las secciones. Se estudia la susceptibilidad magnética (K) y la magnetización remanente natural (NRM) a lo largo de las mismas y su relación con los distintos tipos de litología presentes. Se describirá el comportamiento de las muestras durante el proceso de desmagnetización progresiva llevada a cabo para la determinación de magnetización remanente característica (ChRM) de cada una de ellas. Se calculará la dirección media de las ChRM de cada sección y se aplicará el test de la inversión para comprobar si las distribuciones de las direcciones de la ChRM deducidas son antipodales, y se determinarán las latitudes de los paleopolos virtuales (VGP) de cada muestra para ayudar a deducir el patrón de inversiones magnéticas.

Finalmente se discutirá la correlación magnetoestratigráfica de las secciones en cada uno de los subsectores.



En las nueve secciones estudiadas se ha analizado un total de 1372 muestras recogidas en 1202 estaciones magnetoestratigráficas que cubren una sucesión total de 1429 metros. El intervalo de muestreo realizado ha sido de 1 metro siempre que ha sido posible. Pero la presencia de algunos tramos cubiertos de varios metros de potencia en la sección de Esteban (en los Montes de Castejón) y la litología de naturaleza conglomerática de la parte inferior de la sección de Umbría Alta (Tarazona-Borja) elevan el intervalo medio de muestreo a 1,18 en las secciones citadas.

Las muestras analizadas se han clasificado en cuatro categorías dependiendo de la calidad presentada en sus gráficos de desmagnetización progresiva. Los criterios utilizados para el establecimiento de las categorías han sido: la definición de la polaridad y de la dirección de magnetización y el tipo de caída progresiva al origen (fig. 5.1). Las muestras de primera categoría tienen una dirección confiable y estable y una caída progresiva y directa al origen. Las muestras de segunda categoría tienen una dirección menos estable pero que en algunos casos es calculable, y aunque la caída al origen sea menos regular la polaridad está definida. En las muestras de tercera categoría no es posible el cálculo de la polaridad. Para el establecimiento de la magnetoestratigrafía local se han utilizado preferentemente las muestras de primera categoría, aunque también se han considerado las direcciones características de las muestras de segunda categoría.

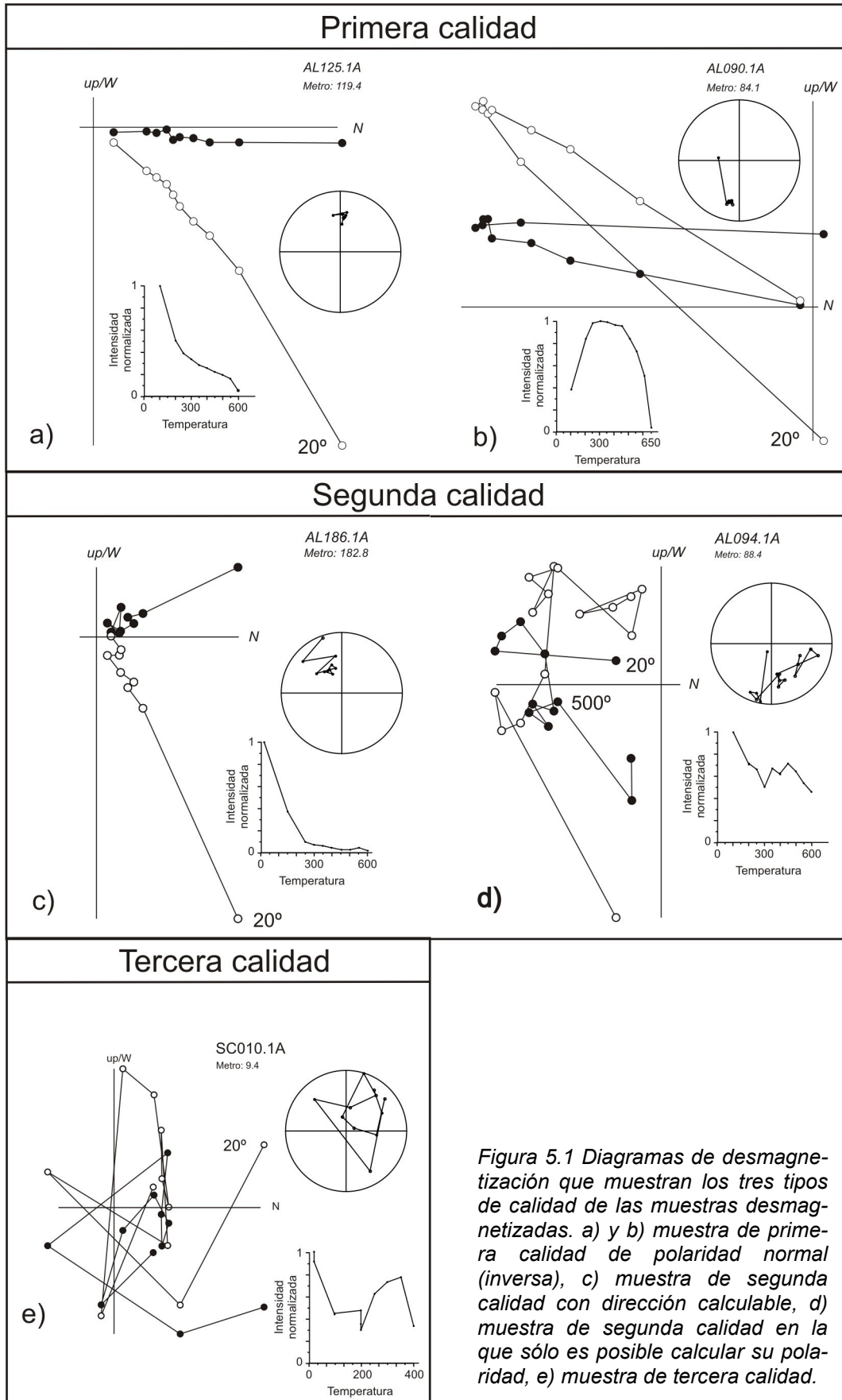


Figura 5.1 Diagramas de desmagnetización que muestran los tres tipos de calidad de las muestras desmagnetizadas. a) y b) muestra de primera calidad de polaridad normal (inversa), c) muestra de segunda calidad con dirección calculable, d) muestra de segunda calidad en la que sólo es posible calcular su polaridad, e) muestra de tercera calidad.

### 5.1 PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Los sedimentos estudiados en este trabajo comprenden fundamentalmente facies detríticas asociadas a abanicos aluviales que se relacionan con facies carbonatadas originadas por procesos de sedimentación palustre y lacustre somera. Por una parte tenemos varios sistemas aluviales de procedencia diversa que afectan al área de estudio con sus sectores más distales. Sólo en el caso del subsector Tarazona-Borja se presentan facies proximales y medias de un sistema aluvial ligado a la Cordillera Ibérica. En las zonas proximales de este sistema aluvial se identifican las facies conglomeráticas dispuestas en cuerpos tabulares y canaliformes, que conforme se desarrollan hacia zonas más distales pasan gradualmente a facies detríticas más finas, las cuales se configuran como cuerpos arenosos tabulares y canaliformes separados por depósitos lutíticos más o menos arenosos. Lateralmente a estas facies detríticas se sitúan otras facies aluviales aún más distales, fundamentalmente grandes tramos de lutitas más o menos arenosas con algunos cuerpos arenosos y conglomeráticos intercalados. En el caso de Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón las facies aluviales pertenecen únicamente a las partes más distales de los sistemas de abanicos de procedencia norte, facies compuestas por grandes tramos de lutitas más o menos arenosas con algunos cuerpos arenosos. Los depósitos lacustres asociados a los sistemas de abanicos aluviales aparecen en los tres subsectores estudiados y presentan facies carbonatadas palustres y lacustres someras (margas, calizas masivas o bioclásticas y calizas laminadas). En el caso de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, las facies lacustres carbonatadas se interdigitan con facies lacustres evaporíticas de condiciones de alta aridez, de mayor o menor desarrollo. En este contexto las litologías estudiadas, asociadas a estos sistemas aluviales, palustres y lacustres, han sido fundamentalmente areniscas grises y rojas, lutitas de colores grises, marrones y rojos y margas y calizas grises. En los casos en que no se hable específicamente de margas grises, debe entenderse que el término lutitas grises agrupa todo el rango de lutitas a margas de ese color.

La susceptibilidad magnética (K) media y la NRM de los tres subsectores estudiados exhiben una relación con el tipo de ambiente sedimentario en el que se formaron sus sedimentos. La K más alta la presenta la población de muestras del subsector Tarazona-Borja (fig. 5.2), mientras que la K más baja la presentan las muestras de Montes de Castejón. Los valores de NRM siguen la misma tendencia que la K. Umbría Alta, Albalatillo, Ontiñena y Castillo de Sora son las secciones que presentan valores más altos de K. Lugar y Melero se unen a estas últimas en el grupo de secciones con una NRM más intensa. Las variaciones de K y NRM están pues relacionadas con el ambiente sedimentario: el subsector Tarazona-Borja es el que se sitúa en una posición más cercana al borde de la cuenca, y es el subsector en el cual las facies aluviales dominan sobre las facies lacustres, además este subsector es el único que exhibe facies de la parte proximal y media de los sistemas aluviales. Por otra parte, las secciones que presentan una K más elevada son también las que presentan tramos predominantemente aluviales. Umbría Alta, que es la sección con una K y una NRM más elevadas, es también la sección que contiene más facies aluviales y las más proximales. Esteban, que está constituida únicamente por facies lacustres y palustres, presenta los valores más bajos de K y NRM.

Como describíamos en el capítulo de metodología (apartado 2.3) se han realizado ensayos de adquisición progresiva de magnetización remanente isoterma (IRM; Dunlop, 1972; Lowrie, 1990) y desmagnetización térmica progresiva de la IRM sobre un conjunto de muestras de diversas

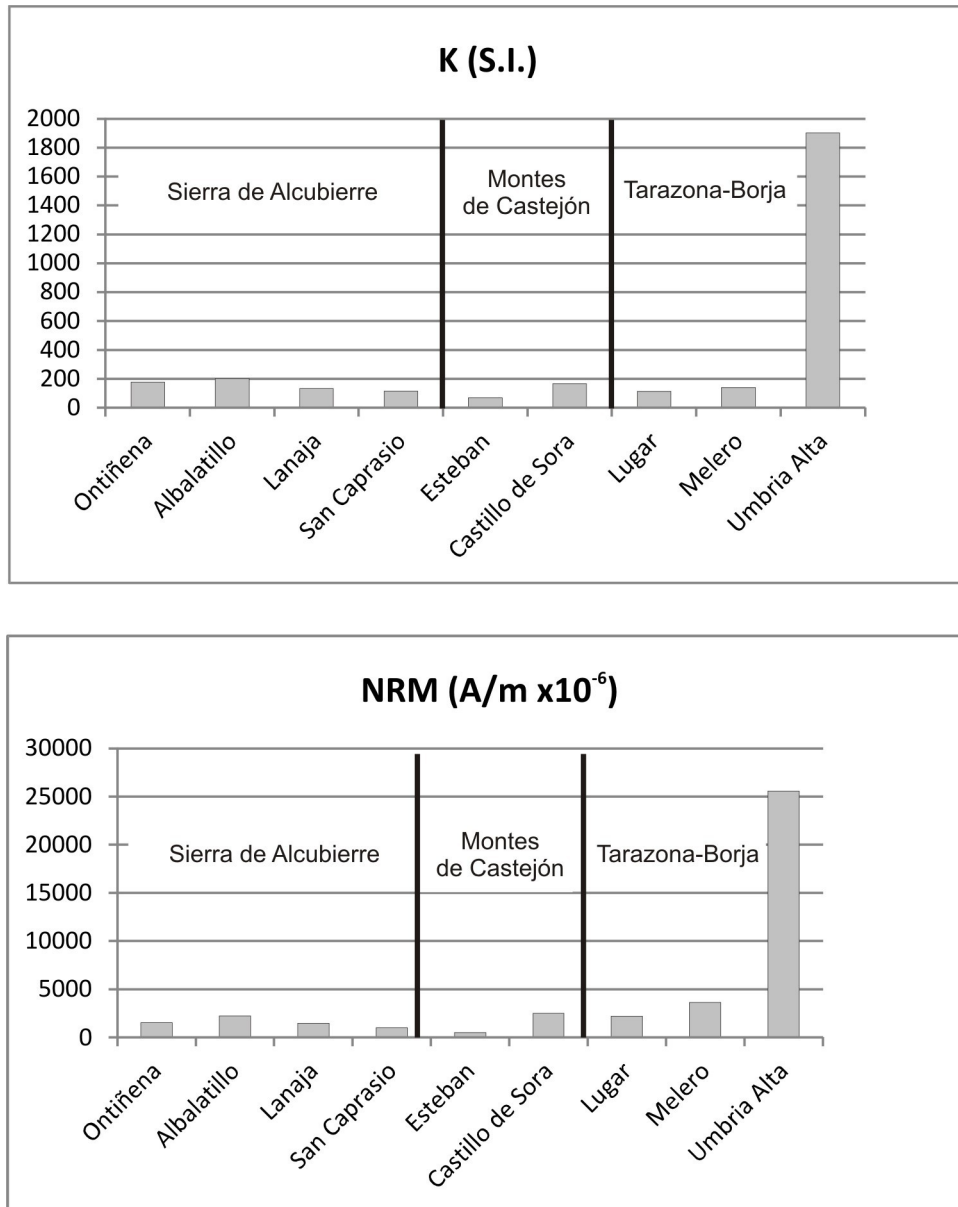


Figura 5.2 Susceptibilidad magnética (K) y magnetización remanente natural (NRM) medias de los sedimentos de las secciones de los tres subsectores estudiados.

litologías pertenecientes a las distintas secciones estratigráficas estudiadas. A partir de estos ensayos hemos podido caracterizar la fracción ferromagnética de las muestras y comparar el contenido mineralógico magnético en diferentes ambientes de sedimentación.

Así pues se han obtenido una serie de resultados que exponemos mediante tres tipos de gráficas (ver figuras 5.3 y 5.4). Las gráficas de la columna de la izquierda presentan el campo magnético aplicado frente a la IRM que se adquiere en cada pulso magnético, la cual nos da información sobre cómo se magnetiza la muestra conforme aplicamos campos magnéticos de mayor intensidad. Las gráficas de la columna central presentan el mismo campo magnético aplicado frente a la variación de magnetización adquirida respecto a la variación del campo aplicado ( $\Delta M/\Delta H$ ); esta gráfica nos suministra información sobre el espectro de coercitividad de las muestras. Las gráficas

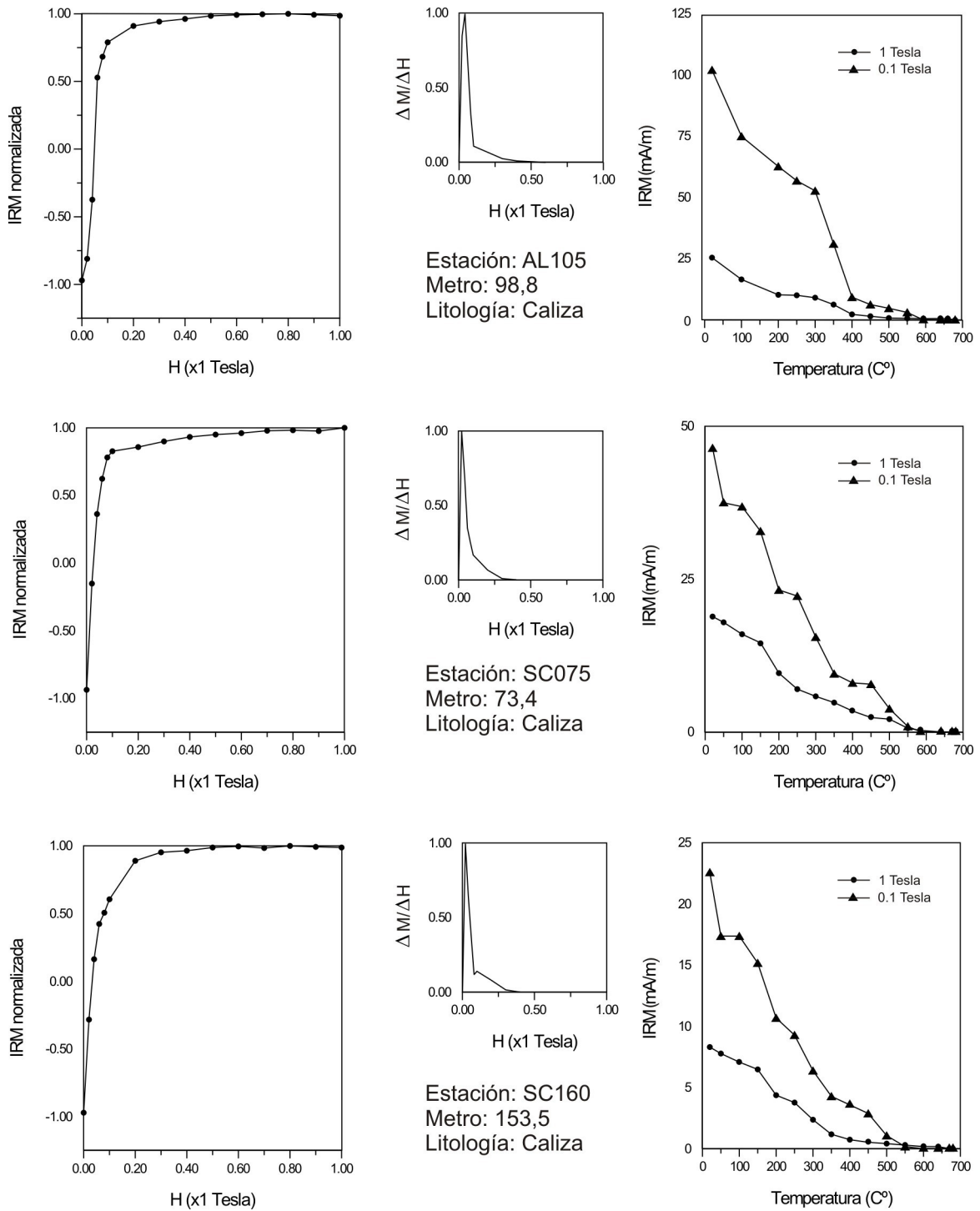


Figura 5.3 Espectros de coercitividad de diversas muestras ricas en magnetita. Las columnas izquierda y central muestran gráficas de adquisición mientras que la columna derecha muestra gráficas de desmagnetización. AL: Albatillo; SC: San Caprasio.

de la columna de la derecha muestran los resultados de la desmagnetización térmica de la IRM impartida en dos direcciones ortogonales, primero aplicando un campo de 1 Tesla y después un campo de 0,1 Tesla. De este modo se puede aislar la magnetización correspondiente a minerales de alta y baja coercitividad.

De los ensayos de adquisición y posterior desmagnetización progresiva de la IRM se desprenden dos tipos fundamentales de comportamiento:

En el primer caso encontramos que la mayor parte de la magnetización, hasta un 95%, se adquiere a valores bajos de campo aplicado, entre 0 y 0.1 Tesla (fig. 5.3). A valores de la intensidad de campo aplicado mayores, la adquisición de IRM se va haciendo progresivamente más moderada, hasta alcanzar la magnetización de saturación. En los gráficos que enfrentan el campo aplicado  $H$  frente a  $\Delta M/\Delta H$  se observa una curva con un pico muy intenso de  $\Delta M/\Delta H$  en valores bajos de  $H$  (0,1 T) que se modera rápidamente, mientras que en valores más altos de campo (0,4 a 0,5 T) el valor de  $\Delta M/\Delta H$  es 0. Esto es indicativo de que prácticamente la totalidad de la IRM que la muestra adquiere se hace a valores de campo inferiores a 0,3 T, y evidencia que los minerales ferromagnéticos presentes en la muestra pertenecen en su mayor parte a la fracción de baja coercitividad. En las gráficas de desmagnetización progresiva se observa que la curva que muestra el comportamiento de la fracción de baja coercitividad (triángulos) muestra temperaturas máximas de desmagnetización (desbloqueo) cercanas a 575°C. La curva de la fracción de alta coercitividad (círculos) muestra que los minerales de este tipo presentan una intensidad de IRM notablemente inferior, y se desmagnetizan de una forma similar a los anteriores, alrededor de 575°C. El comportamiento de las curvas de adquisición de IRM y de las gráficas de desmagnetización indican la presencia de magnetita (ver Tabla 5.1) como mineral portador de la magnetización.

Mineral ferromagnético	Coercitividad máxima (Tesla)	Temperatura máxima de desbloqueo (°C)
Magnetita	0.3	575
Maghemita	0.3	350
Titanomagnetita: x=0.3	0.2	350
x=0.6	0.1	150
Greigita	0.7	320
Pirrotita	0.5-1	325
Hematites	1.5-5	675
Goethita	>5	80-120

*Tabla 5.1 Coercitvidades remanentes máximas y temperaturas de desbloqueo para algunos de los minerales ferromagnéticos más comunes (modificada de Lowrie, 1990).*

El segundo grupo de muestras (fig. 5.4) presenta una adquisición de IRM progresiva sin alcanzar la magnetización de saturación, lo cual indica la existencia de una fracción mineral con coercitividad superior a 1 T. En la gráfica  $H$  vs  $\Delta M/\Delta H$  se observa que se mantiene la magnetización

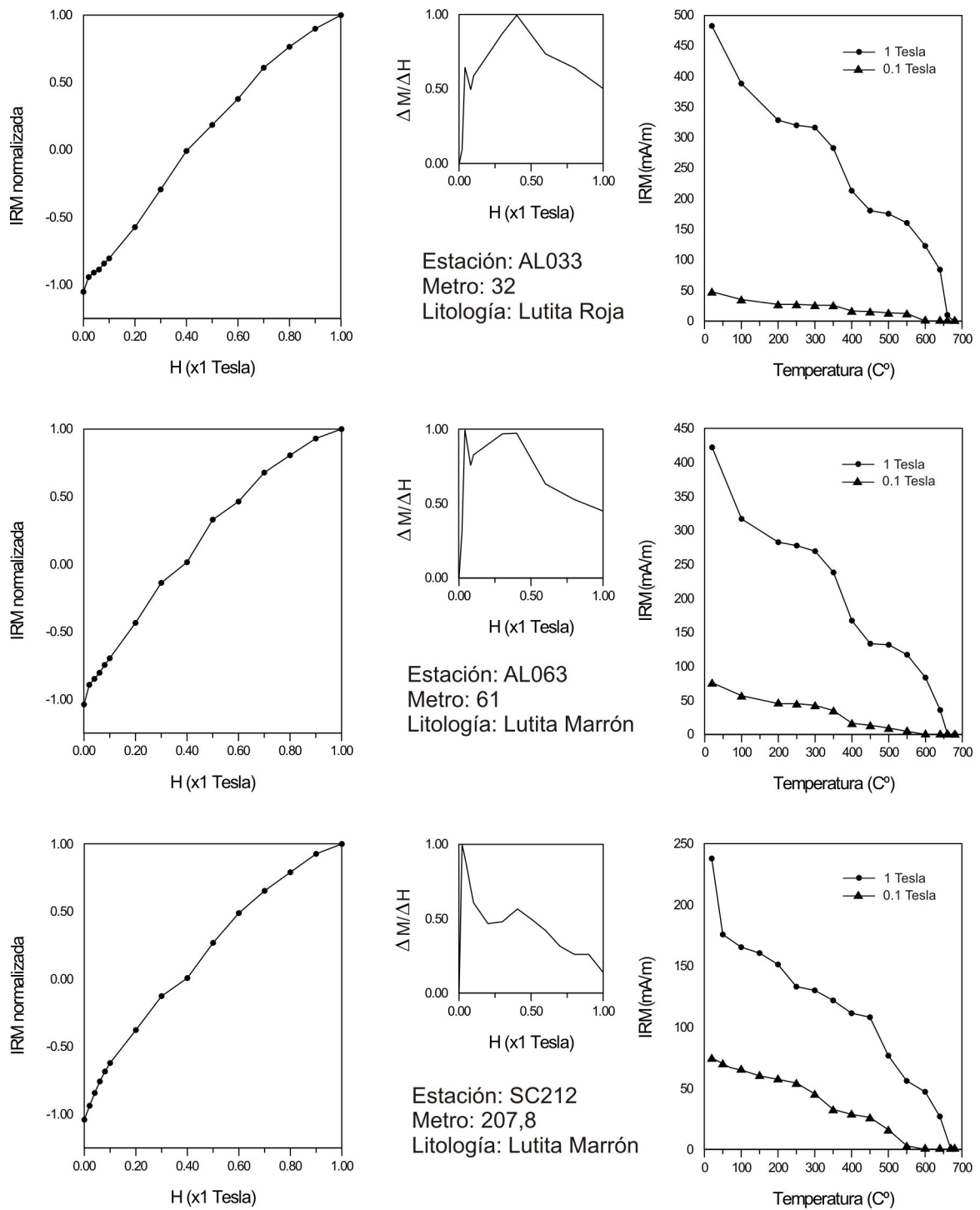


Figura 5.4 Ejemplos de espectros de coercitividad de muestras ricas en hematites. Las columnas izquierda y central muestran gráficas de adquisición, mientras que la columna derecha muestra gráficas de desmagnetización. AL: Albatillo; SC: San Caprasio.

de la fracción de baja coercitividad en torno a 0,1 Tesla, pero que existe una fracción de mayor coercitividad. En la gráfica de desmagnetización progresiva se observan temperaturas de desbloqueo en torno a 575° para la fracción de baja coercitividad y de 675°C para la de alta coercitividad. La curva dominante es la de alta coercitividad, mientras que en el caso anterior era la curva de baja coercitividad la dominante. Los espectros de coercitividad y las curvas de desmagnetización indican la presencia de dos fracciones: una de baja coercitividad que se desmagnetiza en torno a 575°C, que correspondería a magnetita, y otra de alta coercitividad que se desmagnetiza en torno a 680°C, característica típica de la hematites (Tabla 5.1). La mayor contribución a la magnetización se debe a la presencia de hematites.

Así pues, en las muestras estudiadas se encuentra que los espectros de coercitividad y las curvas de desmagnetización progresiva muestran la presencia de magnetita y hematites como principales minerales responsables de la magnetización: magnetita en las muestras del primer tipo y ambos minerales, magnetita y hematites, en las muestras del segundo tipo. Por otra parte, parece darse un dominio de los espectros de coercitividad del primer tipo (magnetita) en relación con facies lacustres (calizas y margas y lutitas asociadas) frente a un mayor dominio del segundo tipo de espectros de coercitividades (hematites y magnetita) en facies aluviales distales.

Las medidas de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) representadas en los diagramas de Jelinek (figs. 5.5, 5.6 y 5.7) indican que los sedimentos estudiados presentan un grado de anisotropía corregido bajo: los valores de  $P'$  promedios varían de 1,017 en la sección de Esteban a 1,059 en la sección de Ontiñena; la mayoría de las muestras (porcentajes superiores al 90%) tienen una  $P' < 1,1$ . Las secciones con un mayor contenido en muestras relacionadas con ambientes aluviales (sobre todo lutitas marrones y rojas y areniscas rojas) son las que presentan los valores promedio de  $P'$  más altos ( $P'$  superiores a 1,050), mientras que las secciones con mayor porcentaje de muestras relacionadas con ambientes lacustres y palustres (calizas y margas grises como litologías dominantes) presentan los valores más bajos de  $P'$ .

En cuanto a la simetría de forma ( $T$ ) se observa que predominan los elipsoides magnéticos de forma planar (oblatos,  $T > 0$ ). Salvo en el caso de Esteban y Melero, las secciones presentan porcentajes cercanos o superiores al 90% de muestras con un valor de  $T > 0$ ; en la mayoría de las secciones el 80% de las muestras presentan una  $T > 0,4$ . Además, en el caso de los elipsoides prolotos ( $T < 0$ ) se observa un dominio de muestras de litología caliza (en torno al 90%). El porcentaje de muestras de caliza con elipsoide magnético oblatos es únicamente del 20%.

La mayoría de los ejes  $K_3$  son subparalelos al polo de estratificación o tienen un ángulo con él menor de 15° (figs. 5.5, 5.6 y 5.7). La población de muestras que presenta una mayor dispersión respecto a la ortogonalidad del eje  $K_3$  presenta un dominio de la litología caliza. Por otra parte, con la excepción de la sección de Esteban (fig. 5.6) donde los ejes  $K_1$  y  $K_2$  muestran una orientación preferente ( $K_1$  NO-SE y  $K_2$  NE-SO), no existe una lineación magnética significativa (alineación de los ejes  $K_1$  en una dirección preferente).

Así pues, se observa un grado de anisotropía de forma bajo y un dominio de muestras con elipsoide magnético oblatos con el eje  $K_3$  subortogonal a la estratificación, mientras que los ejes  $K_1$  y  $K_2$  se sitúan preferentemente sobre el plano de estratificación sin orientación preferente, y finalmente una correlación entre los elipsoides prolotos y la litología caliza. De todo esto se deduce que la



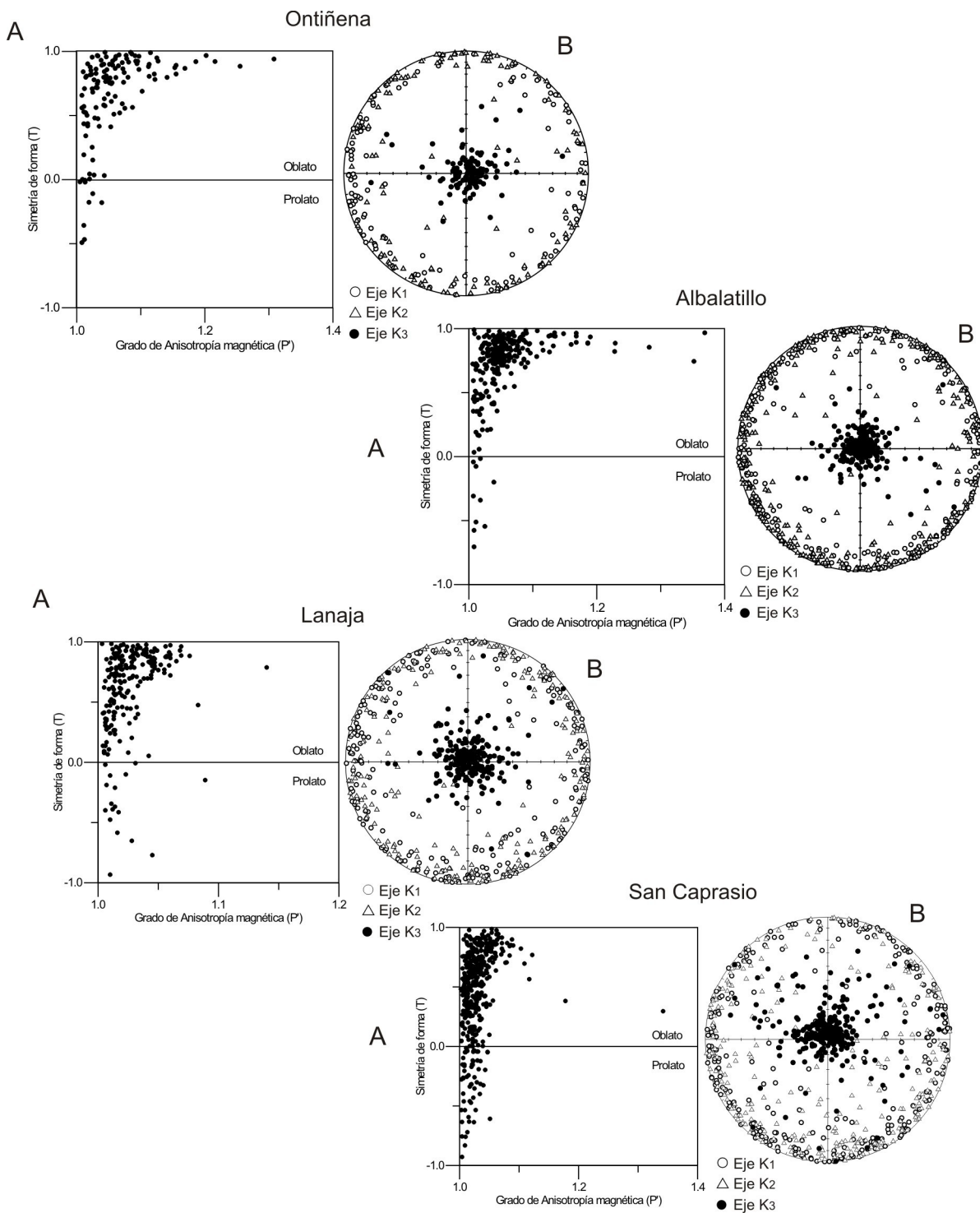
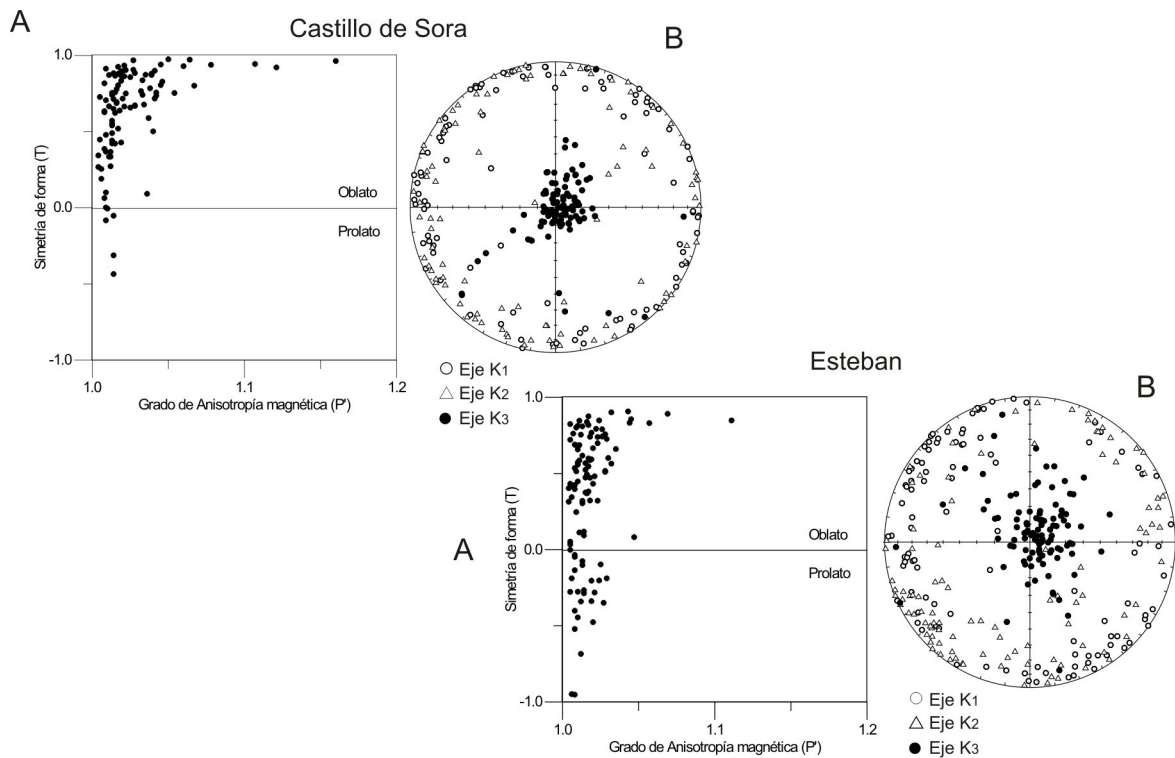
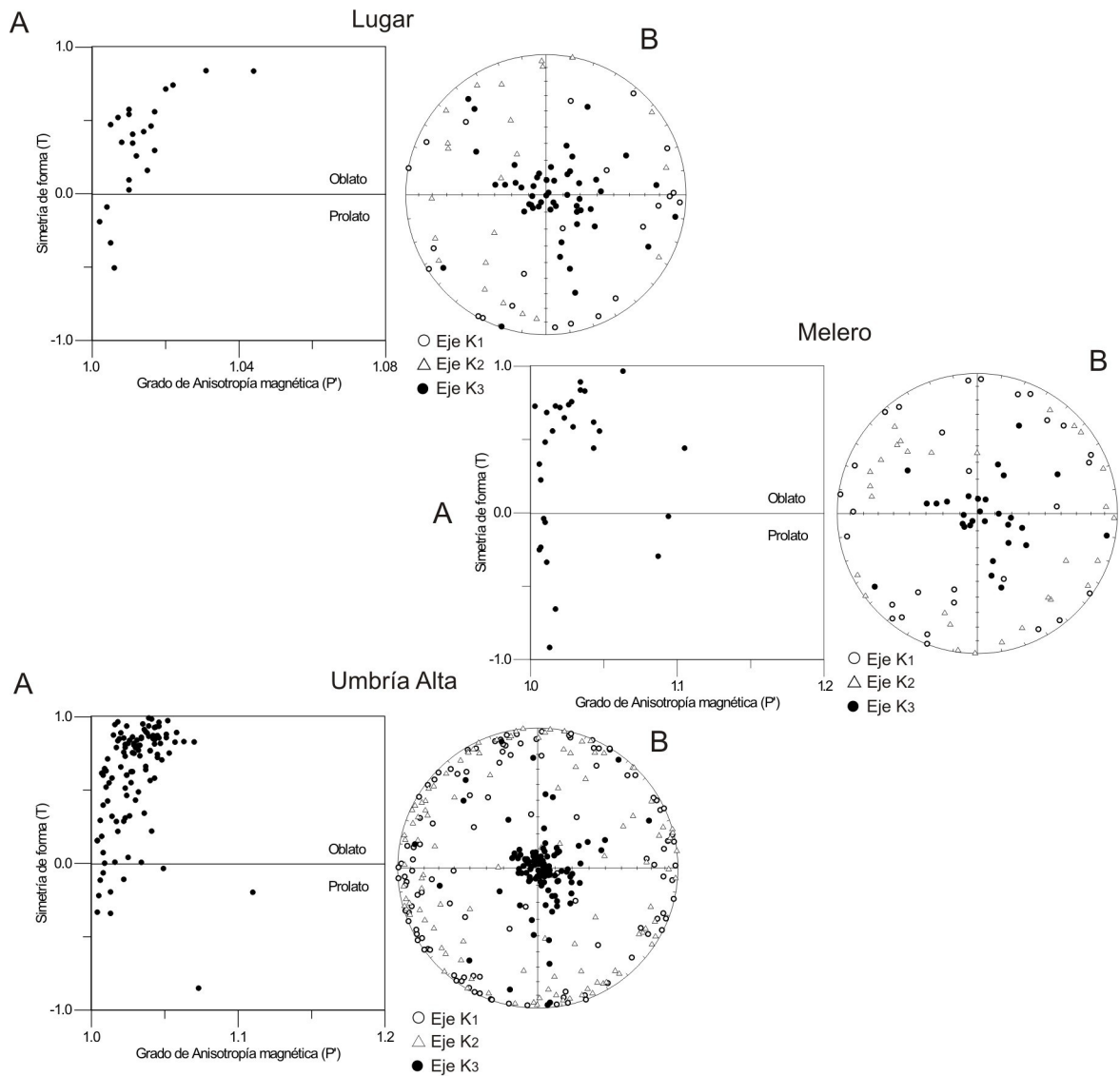


Figura 5.5 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) de las secciones de la Sierra de Alcubierre. A) el diagrama de Jelinek que compara el grado de anisotropía magnética (P) y la simetría de forma (T) y permite caracterizar los elipsoides de susceptibilidad magnética cuantitativa y cualitativamente, mostrando la falta de deformación de los sedimentos. B) proyección equiareal de los ejes de los elipsoides magnéticos, que muestra el carácter sedimentario de la fábrica magnética.



*Figura 5.6 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) de las secciones de los Montes de Castejón. A) el diagrama de Jelinek que compara el grado de anisotropía magnético ( $P'$ ) y la simetría de forma ( $T$ ) y permite caracterizar los elipsoides de susceptibilidad magnética cuantitativa y cualitativamente, mostrando la falta de deformación de los sedimentos. B) proyección equiareal de los ejes de los elipsoides magnéticos, que muestra el carácter sedimentario de la fábrica magnética.*

fábrica magnética de los sedimentos estudiados es esencialmente sedimentaria y que no hay muestras de deformación tectónica de los sedimentos; por otra parte, se observa una mayor contribución a la anisotropía de forma de los minerales laminares de las lutitas de los ambientes aluviales.



*Figura 5.7 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) de las secciones del subsector Tarazona-Borja. A) el diagrama de Jelinek que compara el grado de anisotropía magnético ( $P'$ ) y la simetría de forma ( $T$ ) y permite caracterizar los elipsoides de susceptibilidad magnética cuantitativa y cualitativamente, mostrando la falta de deformación de los sedimentos. B) proyección equiareal de los ejes de los elipsoides magnéticos, que muestra el carácter sedimentario de la fábrica magnética.*

## 5.2 MAGNETOESTRATIGRAFÍA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE

En la Sierra de Alcubierre se han estudiado cuatro secciones: Ontiñena, Albalatillo, Lanaja y San Caprasio. La Sierra de Alcubierre representa la parte más oriental del área de estudio. Se han estudiado 844 estaciones de las que se han extraído un total 958 muestras. La situación de las secciones puede consultarse en la figura 3.3 en el capítulo de Estratigrafía.

### 5.2.1 Sección de Ontiñena

La Sección de Ontiñena (fig. 3.10) es una sección compuesta por facies tanto de origen lacustre como aluvial. Las litologías muestreadas son variadas, incluyendo lutitas grises (16% de las muestras), marrones (16%) y rojas (34%) y calizas lacustres grises (34%) con diversos grados de bioturbación. Las lutitas abundan a lo largo de toda la sección por lo que cuando ha sido posible se ha muestreado preferentemente esta litología. Las calizas dominan en tramos específicos de la parte inferior, media y superior, por lo que en estos lugares se han muestreado numerosas estaciones en esta litología. En total, en esta sección se han obtenido 125 muestras en 120 estaciones a lo largo de los 142 metros de potencia estratigráfica. En todas las muestras se ha procedido a la medición de la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural.

La susceptibilidad magnética ( $K$ ) media de esta sección varía entre  $15 \times 10^{-6}$  y  $365 \times 10^{-6}$  con un promedio de  $178 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional). La representación gráfica de  $K$  a lo largo de la sección (fig. 5.8) muestra el fuerte control de la litología sobre este parámetro. Las muestras de caliza presentan valores notablemente más bajos que las muestras de lutita; los valores de  $K$  media más altos son los de las lutitas rojas. Este resultado es coherente, ya que la contribución de los minerales diamagnéticos (fundamentalmente la calcita) es mucho mayor en las calizas, mientras que en las lutitas hay una mayor contribución de paramagnéticos (minerales de la arcilla) y de los minerales ferromagnéticos totales, que es proporcionalmente mayor en los sedimentos rojos. Existe una cierta correlación entre la NRM y la  $K$  de las muestras, y al igual que la NRM, la  $K$  tampoco presenta una tendencia en la evolución de sus valores. Sí es apreciable una disminución de  $K$  en los tramos donde las calizas son la litología mayoritaria.

La magnetización remanente natural (NRM) de la sección tiene un valor promedio de  $1538 \times 10^{-6}$  A/m, aunque el valor de las muestras varía entre  $68 \times 10^{-6}$  A/m y  $8376 \times 10^{-6}$  A/m. La representación gráfica de la magnetización remanente natural de la figura 5.8 indica las diferencias de NRM observadas a lo largo de la sección. En principio, no se observa una tendencia definida en la variación de los valores de NRM a lo largo de la sección; su variabilidad es debida a los distintos tipos de litología de las muestras (tabla 5.2). Las muestras de calizas y de lutitas grises tienen valores de NRM más bajos (valor promedio de  $777 \times 10^{-6}$  y  $740 \times 10^{-6}$  A/m, respectivamente) debido a su bajo contenido en minerales ferromagnéticos de alta coercitividad (como el hematites); sólo en el caso de algunas muestras de caliza anaranjada o lutitas con moteado rojo, el valor de NRM es más elevado llegando a alcanzar el doble del valor promedio. En el caso de las muestras de los otros tipos de lutitas, las de color marrón suelen tener también valores más bajos, mientras que las muestras de lutitas rojas, en general, muestran valores más elevados.

Tras los análisis de desmagnetización térmica se ha determinado la dirección de la magnetización característica (ChRM) de 124 muestras. De éstas, 68 muestras presentan una

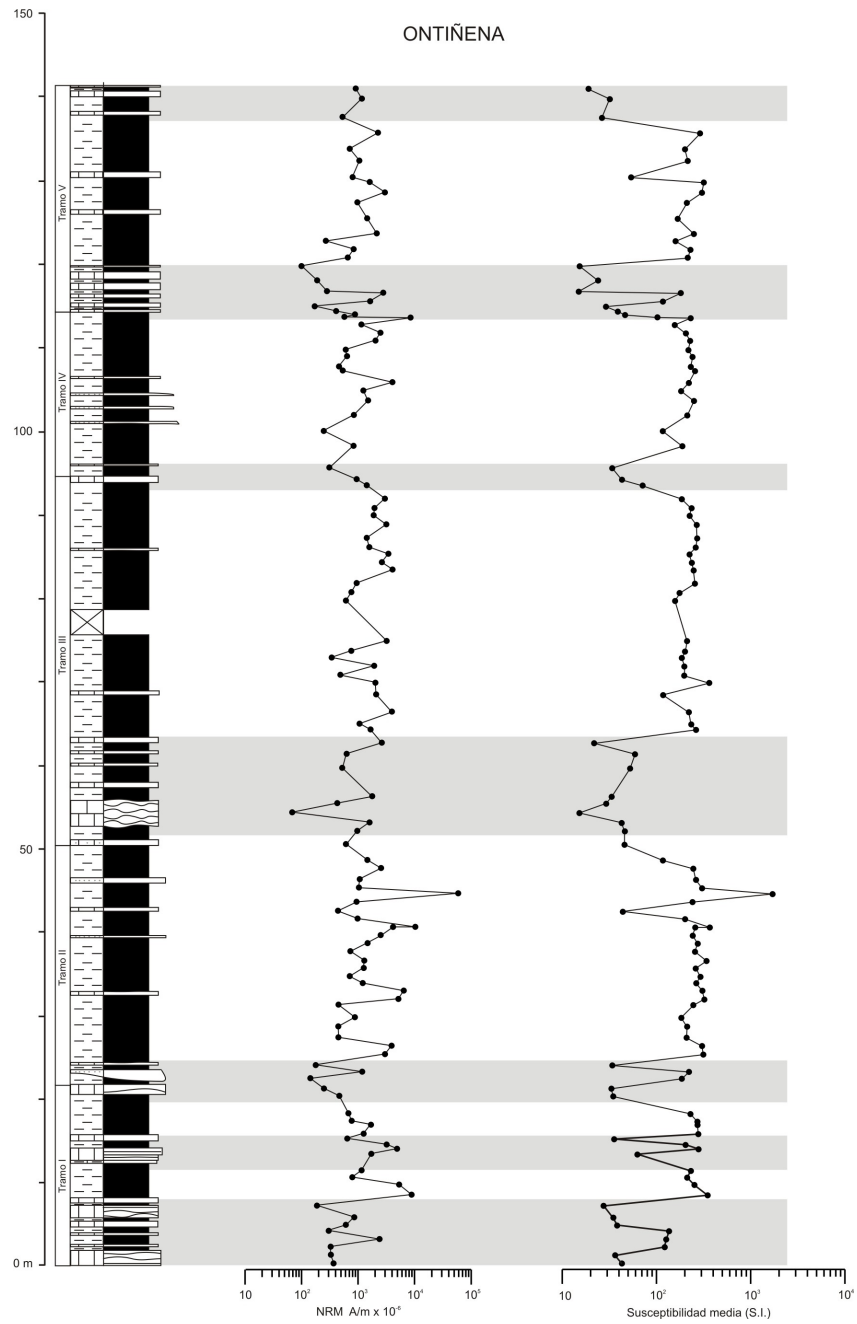
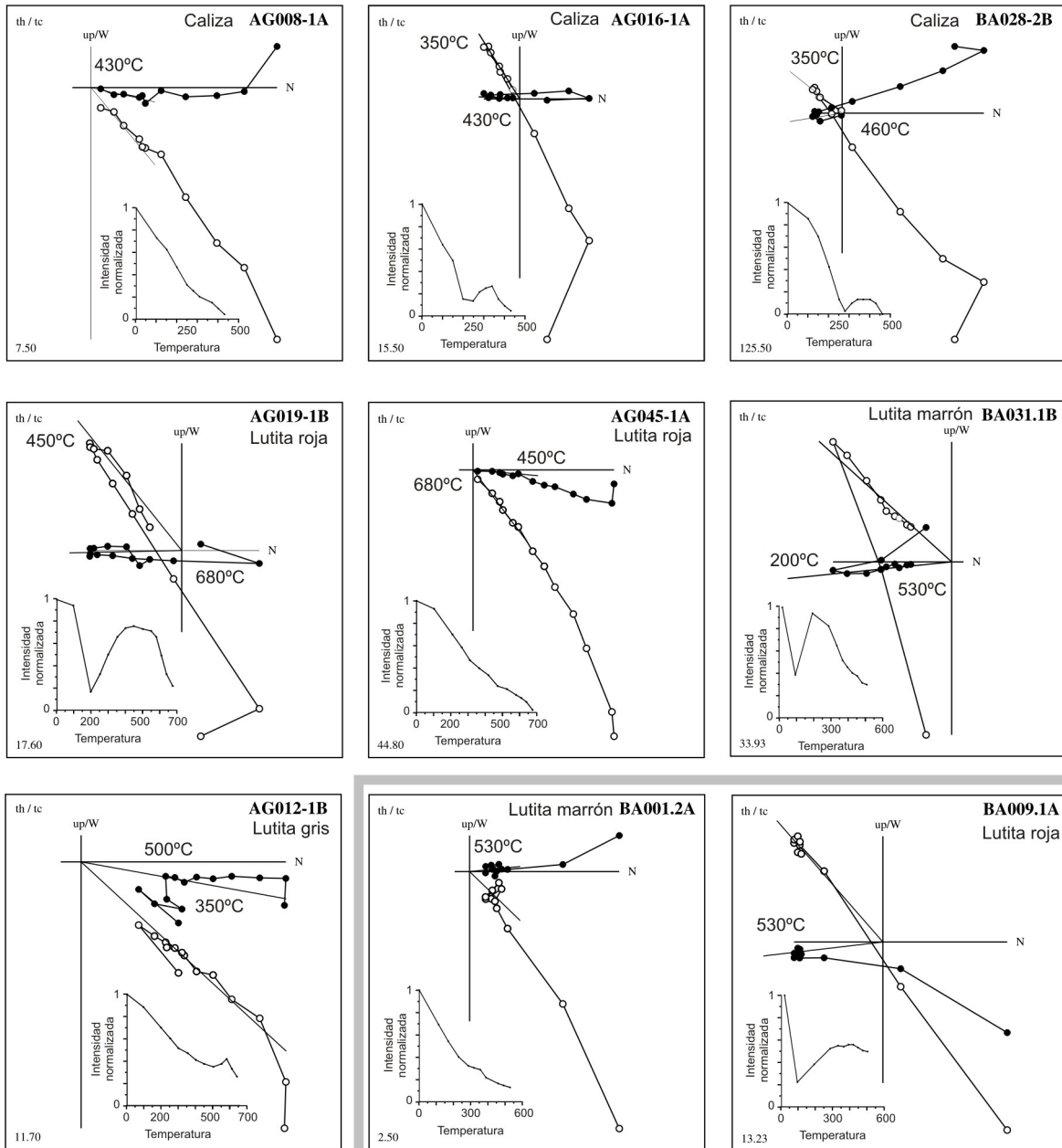


Figura 5.8 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Ontiñena. Las bandas grises indican los tramos de dominio carbonatado.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$777 \times 10^{-6}$	$49 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$740 \times 10^{-6}$	$194 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$927 \times 10^{-6}$	$199 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$2217 \times 10^{-6}$	$250 \times 10^{-6}$

Tabla 5.2 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Ontiñena.

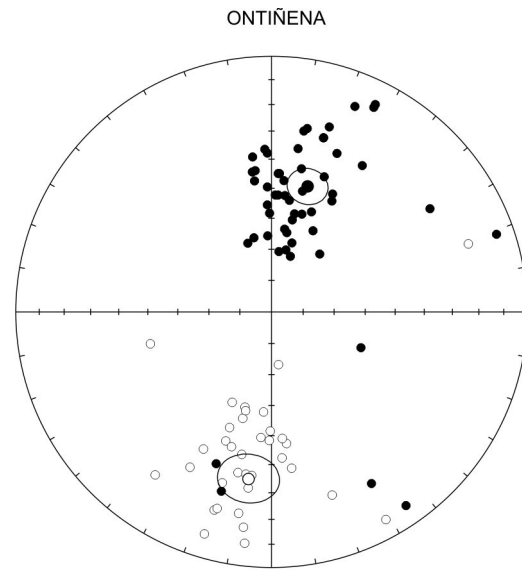
Muestras de primera calidad



Muestras de segunda calidad

Figura 5.9 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijdeveld de la sección de Ontiñena. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijdeveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.

magnetización de polaridad normal y 56 de ellas inversa. Los diagramas de Zijderveld y las curvas de caída de la intensidad de magnetización revelan que la mayoría de las muestras tienen tres componentes (fig. 5.9). La primera es una componente de magnetización viscosa de orientación aleatoria que queda eliminada en todos los casos en el paso de los 100°C, y representa una magnetización inducida en el laboratorio relacionada con el almacenamiento. En la mayoría de los casos los diagramas muestran la presencia de una componente secundaria de dirección norte que podemos atribuir al campo magnético actual. La desmagnetización de esta componente se logra a temperaturas variables, el rango más común es entre los 350° y los 400°C, aunque en algunos casos, todos ellos de lutitas rojas, se alcanzan los 450° o incluso los 500°C. La componente de más alta temperatura, o componente característica (ChRM), de las muestras de caliza presentan temperaturas de desmagnetización en torno a los de 430°C en la mayoría de los casos, sólo unas pocas muestras se han desmagnetizado a temperaturas algo mayores, alcanzando como máximo los 500°C. Las muestras de lutita presentan un comportamiento variado: las lutitas grises y marrones tienen una temperatura de desmagnetización más común en torno a los 530°C, mientras que en el caso de las muestras de lutitas rojas la desmagnetización de la componente característica se produce entre los 640° y 680°C.



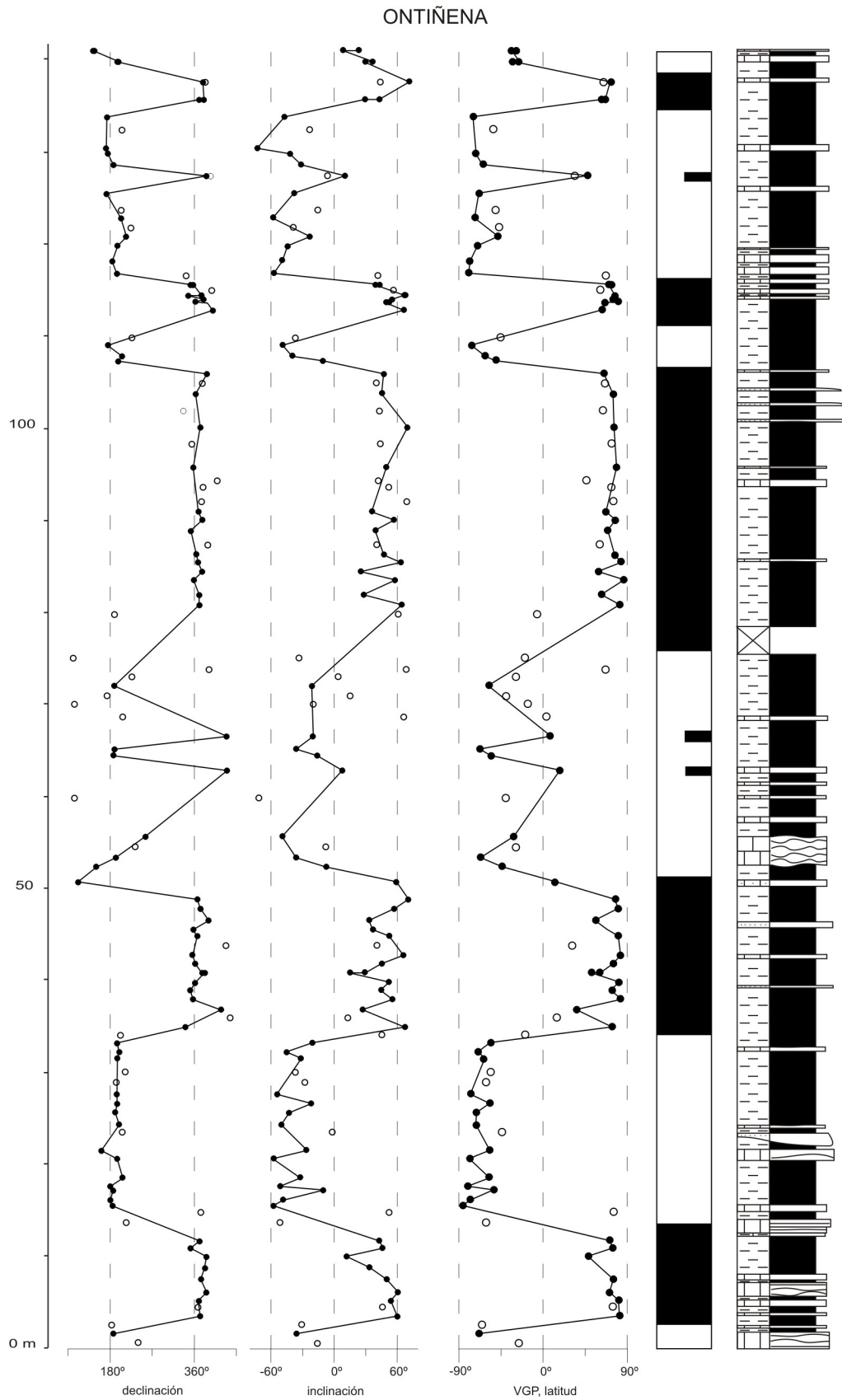
Site	N	dec	inc	k	a95	rsum
1Q N	51	16.0	47.6	11.7	6.1	46.733
1Q R	38	187.9	-34.4	8.0	8.8	33.384

Test de la Inversión	
Ángulo ChRM media N-R	14,5°
Ángulo crítico (.)	11°
Clasificación	Negativo

*Figura 5.10 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para la sección de Ontiñena. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.*

A partir de los datos direccionales de primera calidad, 89 muestras de las cuales 51 son normales y 38 inversas, se observa que la magnetización característica (ChRM) presenta una dirección media para la polaridad normal de 016/48 y de 188/-34 para la polaridad inversa (fig. 5.10). Los cambios de latitud desde el Mioceno han sido pequeños (unos tres grados según Smith, 1996); la inclinación de referencia, esto es, la inclinación del campo geomagnético para el Mioceno de la Cuenca del Ebro debió situarse entre 56 y 57°. En este caso se observa pues que el error de inclinación media de la magnetización de esta sucesión es de unos 8 grados para la polaridad normal y unos 22 grados para la inversa. Esta sección muestra el error de inclinación más bajo de las secciones de la Sierra de Alcubierre para las muestras normales, pero es considerable para las muestras inversas. Los valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas



*Figura 5.11 Magnetoestratigrafía local de la sección de Ontiñena. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).*



para las muestras de esta sección son:  $k=11,7$  para la polaridad normal y  $k=8$  para la polaridad inversa,  $\alpha_{95}$  presenta valores de 6,1 y 8,8 para polaridad normal e inversa respectivamente. Con estos mismos datos direccionales de primera calidad se realizó el test de la inversión. El ángulo formado entre las direcciones medias normal e inversa ( $\gamma_0$ ) es de  $14,5^\circ$ , mientras que el ángulo crítico ( $\gamma_c$ ) es de  $11^\circ$ , dando como resultado un test negativo. Esto indica que la desmagnetización no ha sido totalmente eficiente en el aislamiento completo de la componente característica (primaria) de la componente de más baja temperatura de orientación norteada (secundaria). Esto es coherente con que la media de la declinación magnética de las muestras normales no es significativamente diferente de la dirección del campo geomagnético de referencia para el Mioceno, mientras que la media de la ChRM de las muestras de polaridad inversas se separa notablemente. Por otra parte, en el cálculo de la ChRM y en el test de la inversión se incluyen muestras de primera calidad en cuanto a su desmagnetización, pero relacionadas o próximas estratigráficamente a una inversión magnética, por lo que sus direcciones pueden no corresponder a una situación de campo geomagnético dipolar centrado.

En la Figura 5.11 se muestran los valores de declinación y de inclinación de la ChRM, y la latitud del Polo Geomagnético Virtual (VGP) a lo largo de la sección de Ontiñena. La magnetoestratigrafía de la sección de Ontiñena presenta al menos diez inversiones netas que pueden considerarse cambios de polaridad magnética; para la definición de estas magnetozonas se han utilizado sólo las muestras de primera calidad. En torno al metro 60 aproximadamente también se han localizado dos pequeñas inversiones, pero en ambos casos su presencia sólo queda registrada por una única muestra de primera calidad.

### 5.2.2 Sección de Albalatillo

Albalatillo (fig. 3.11) es una sección en la que se diferencian claramente dos partes atendiendo al medio de sedimentación. El primer tercio de la sección responde a un ambiente aluvial distal donde domina la litología lutítica, fundamentalmente lutitas rojas y marrones, alternando con estratos poco potentes de areniscas (tramos I y II). Posteriormente a este ambiente aluvial distal se le asocia un ambiente lacustre carbonatado (tramos III y IV), donde las lutitas marrones y rojas siguen teniendo importancia, pero se incrementa la presencia de lutitas grises y verdes, y se intercalan con calizas grises, mientras las areniscas pierden importancia hasta casi desaparecer. Así, el 77% de las muestras han podido ser obtenidas en lutitas de diversos colores, solo el 23% restante son muestras de caliza. El total de muestras analizadas es de 273, obtenidas en 260 estaciones a lo largo de los 265 metros de la sección. De todos ellos se ha medido la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural.

La susceptibilidad magnética (K) inicial promedio es de  $201 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional), con valores que varían entre  $2 \times 10^{-6}$  y  $918 \times 10^{-6}$ . La figura 5.12 muestra los distintos valores de K a lo largo de la sección. La gráfica muestra una mayor estabilidad en los tramos I y II de la sección y en una treintena de metros hacia el techo del tramo IV, esto se debe a la mayor homogeneidad de las litologías muestreadas en estos tramos, fundamentalmente lutitas, mientras que en los tramos en que también han sido muestreadas calizas existe una marcada heterogeneidad en K. La menor K de las muestras de litología caliza ( $96 \times 10^{-6}$ ), en principio, no puede ser atribuida a una menor concentración de minerales ferromagnéticos, sino a las características diamagnéticas del carbonato cálcico (ver tabla 5.2), ya que la curva de la NRM inicial no refleja esta heterogeneidad tan marcada como en la curva de K.

La intensidad de la NRM media obtenida para la sección de Albalatillo es de  $2247 \times 10^{-6}$  A/m; los valores de las muestras varían entre  $6 \times 10^{-6}$  y  $17109 \times 10^{-6}$  A/m. En la figura 5.12 no se observa una tendencia en la evolución de los datos de NRM a lo largo de la sección, sino únicamente variaciones en los valores relacionadas con la litología de cada muestra. Contrariamente a lo que es habitual en el resto de secciones, las muestras de calizas y de lutitas grises y marrones presentan los valores de NRM más altos (valor promedio entre de  $3464 \times 10^{-6}$  y  $2206 \times 10^{-6}$  A/m, respectivamente), mientras que las muestras de lutitas marrones y rojas muestran valores más bajos ( $1424 \times 10^{-6}$  y  $1860 \times 10^{-6}$  A/m, respectivamente), lo cual supone una correlación inversa con los valores de K media (tabla 5.3).

Se ha desmagnetizado térmicamente y caracterizado la magnetización remanente característica (ChRM) de 230 muestras, de las cuales 129 presentan una magnetización de polaridad normal y 49 de polaridad inversa. La desmagnetización térmica de las muestras de la sección de Albalatillo revela que la NRM total se compone normalmente de tres componentes distintas (fig. 5.13). Habitualmente las muestras presentan una primera componente de magnetización viscosa que se desmagnetiza al exponer las muestras a  $100^\circ\text{C}$  y que presenta una orientación aleatoria relacionada con el muestreo o la manipulación de las muestras. La segunda componente ofrece orientaciones similares al campo magnético actual, y su origen más probable hay que buscarlo en una magnetización química (CRM) debida a los procesos de meteorización de los sedimentos y en la magnetización viscosa (VRM). Esta segunda componente de la NRM queda

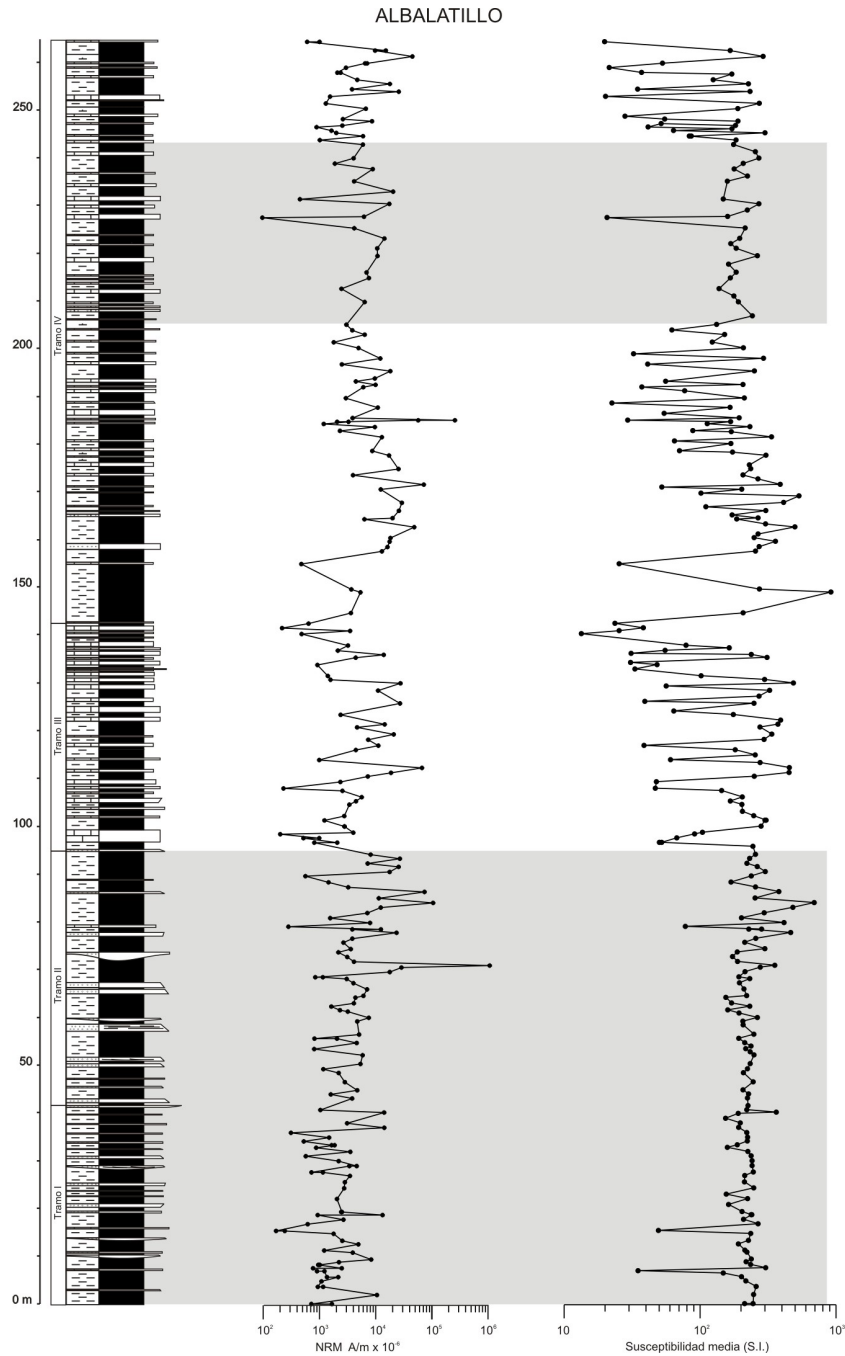


Figura 5.12 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Albalatillo. Las bandas grises indican los tramos de mayor estabilidad en la K media.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$3464 \times 10^{-6}$	$96 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$2206 \times 10^{-6}$	$222 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$1424 \times 10^{-6}$	$245 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$1860 \times 10^{-6}$	$244 \times 10^{-6}$

Tabla 5.3 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Albalatillo.

Muestras de primera calidad

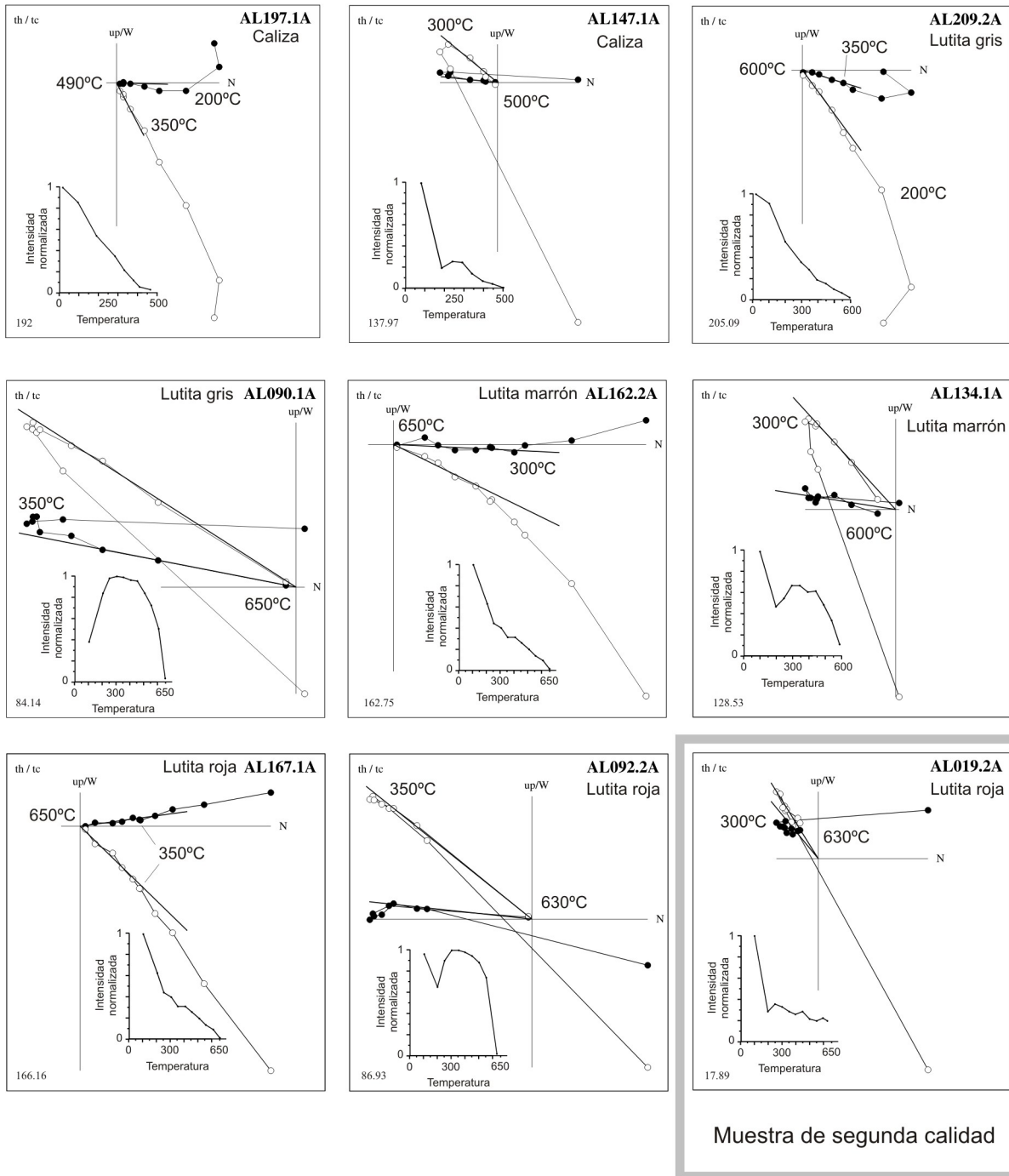
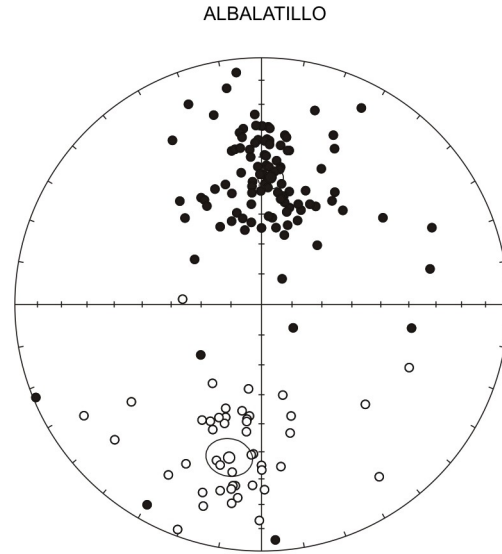


Figura 5.13 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de Albalatillo. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.

eliminada al aplicar temperaturas entre 250 y 300° C. La tercera y más importante componente constituye la magnetización característica (ChRM). Una pequeña parte de la población de muestras queda desmagnetizada alrededor de 460° C, pero la mayor parte pierden su remanencia característica entre 550 y 600° o bien a más de 650° C. Normalmente las temperaturas de desmagnetización más bajas se relacionan con las facies lacustres más ricas en magnetita (preferentemente calizas, margas y lutitas grises), mientras que las muestras con una magnetización que resiste mayores temperaturas está relacionada con los sedimentos detríticos de las facies aluviales donde domina la hematites (lutitas marrones y rojas).

Con los datos direccionales de primera calidad, 150 muestras (de las cuales 101 son normales y 49 inversas) se ha puesto de manifiesto que la magnetización característica (ChRM) presenta una dirección media de la polaridad normal de 004/47 y de 192/-36 para la polaridad inversa (fig. 5.14). El error de inclinación media de la magnetización de esta sucesión es de unos 10° para la polaridad normal y unos 21° para la inversa respecto a la inclinación de referencia para el Mioceno de la Cuenca del Ebro. El valor estadístico de dispersión k tiene un valor de 13,8 para la polaridad normal y 9,7 para la polaridad inversa, mientras que el valor de precisión  $\alpha_{95}$  presenta valores de 3,9 y 6,9 para las polaridades normal e inversa respectivamente. Con los mismos datos direccionales de primera calidad se ha realizado el

test de la inversión. El test ha resultado negativo para la sección de Albalatillo; así pues la desmagnetización de esta sección no ha sido totalmente eficiente y no ha sido posible aislar completamente las componentes primaria y secundaria, quedando restos de esta última en la dirección de la ChRM calculada. Por lo tanto, la señal magnética de ambas componentes coexiste en el mismo mineral. En el caso de la sección de Albalatillo este mineral puede ser la hematites, mineral dominante en la sección. La hematites está también presente en otras secciones que pasan el test, como las de Lanaja y San Caprasio, pero el efecto de interferencia de las componentes no es tan acusado debido a que en estas secciones domina el contenido en magnetita frente a la hematites. El ángulo formado entre las direcciones medias normal e inversa ( $\gamma_0$ ) es de 12,1°, mientras que el ángulo crítico ( $\gamma_c$ ) es de 7,9°, por lo que consideramos que la dispersión producida por este solapamiento de componentes no es de la entidad suficiente como para comprometer la



Site	N	dec	inc	k	a95	rsum
1Q N	101	4.1	47.2	13.8	3.9	93.768
1Q R	49	191.9	-36.6	9.7	6.9	44.059

Test de la Inversión	
Ángulo ChRM media N-R	12,1°
Ángulo crítico ( $\gamma_c$ )	7,9°
Clasificación	Negativo

Figura 5.14 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para la sección de Albalatillo. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.

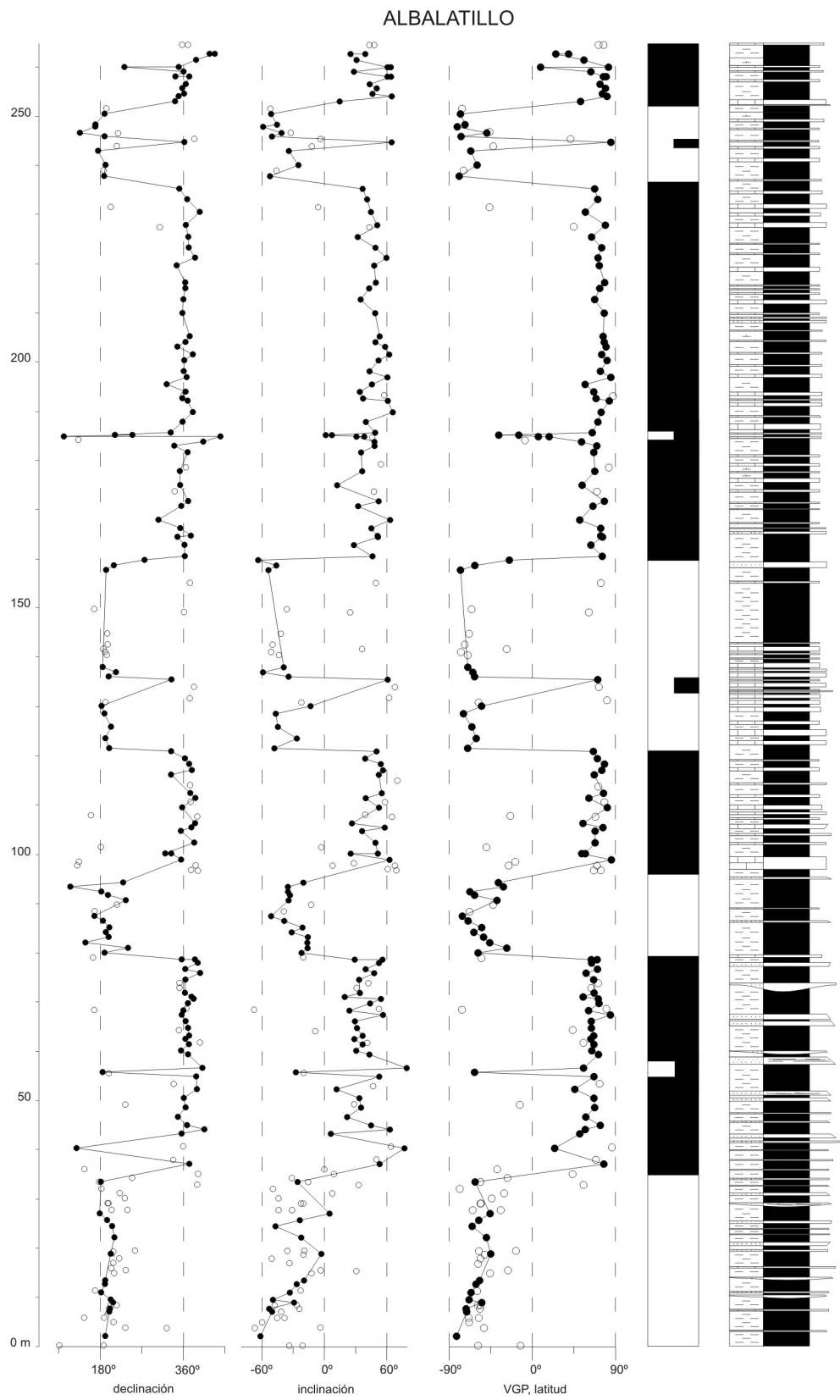


Figura 5.15 Magnetoestratigrafía local de la sección de Albatillo. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).

polaridad magnética de las estaciones.

La magnetoestratigrafía de la sección de Albalatillo (fig. 5.15) presenta siete inversiones que han sido consideradas cambios de polaridad magnética. También se han registrado cuatro inversiones que no tienen entidad de magnetozona debido a que sólo evidencia su presencia una muestra de primera calidad. En el resto de los casos la presencia de tales inversiones puede deberse a verdaderas inversiones breves del campo magnético no registradas en la GPTS, remagnetizaciones relativamente recientes o simples errores en la caracterización de la polaridad de la magnetización. El rasgo más característico del patrón de inversiones de la sección de Albalatillo es la presencia de una extensa magnetozona normal en la mitad superior de la sección.

### 5.2.3 Sección de Lanaja

La sección de Lanaja (fig. 3.12) es una sección en la que dominan las facies de origen lacustre y donde las facies de origen aluvial están poco representadas. Las litologías dominantes son las calizas grises, aunque en la segunda mitad de la sección también aflora una cantidad significativa de calizas blancas y lutitas y margas grises. Las lutitas marrones y verdes tienen importancia sobre todo en algunos intervalos determinados, como a mitad del tramo I y en el tramo III. Las lutitas rojas solo están presentes de forma significativa en los primeros metros del tramo I. Por ello, la litología más muestreada ha sido la caliza (42%) y las margas y lutitas grises (30%), mientras que solo han podido ser medidas una quincena de muestras de lutitas rojas. En total se han analizado 256 muestras obtenidas en 176 estaciones a lo largo de los 177 metros de la sección.

La susceptibilidad inicial media de esta sección es de  $133 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional). Una representación gráfica de la susceptibilidad inicial a lo largo de la misma (fig. 5.16) indica que las diferencias de susceptibilidades observadas dependen, como en casos anteriores, de las distintas litologías (tabla 5.4): mayor para las detríticas y menor para las carbonatadas, pudiendo alcanzar su diferencia hasta un orden de magnitud.

La magnetización remanente natural (NRM) de Lanaja varía entre  $6 \times 10^{-6}$  y  $24800 \times 10^{-6}$  A/m, y presenta un valor promedio de  $1560 \times 10^{-6}$  A/m. La figura 5.16 muestra que en los 15 primeros metros y en los últimos 10 metros de la sección se produce un incremento de los valores de NRM de las muestras; en el primer caso este incremento puede ser debido al carácter aluvial del tramo, que como se ha explicado anteriormente presenta mayor contenido de hematites que las facies de carácter netamente lacustre. En cuanto a las muestras de los últimos 10 metros, en algunos casos, presentan unas NRM anormalmente altas sin correlación con la K media, además las desmagnetizaciones progresivas presentan caídas al origen muy rectas y homogéneas, que pueden sugerir una remagnetización instantánea producida por impactos de rayos, favorecidos por la exposición topográfica de estos niveles.

Se han desmagnetizado y obtenido la dirección de la magnetización característica (ChRM) de 124 muestras; en este caso se ha utilizado desmagnetización térmica y desmagnetización por campos alternos, manifestándose que el método térmico es superior para las muestras de esta sección. Las muestras que presentan una magnetización de polaridad normal han sido 83 y 122 las que tienen polaridad inversa. Los diagramas de desmagnetización (figura 5.17) muestran tres componentes para la NRM total en la mayoría de las muestras: una componente viscosa de orientación aleatoria que se elimina a los  $100^{\circ}\text{C}$  o  $150^{\circ}\text{C}$ , una componente secundaria coincidente con el campo magnético actual que queda desmagnetizada en torno a  $280^{\circ}\text{C}$  y la magnetización característica. La ChRM presenta temperaturas de desmagnetización más bajas que en los casos anteriores, en los que sólo el 35% de las muestras tiene temperaturas de desmagnetización por encima de  $500^{\circ}\text{C}$ , mientras que en el caso de Albalatillo el porcentaje se eleva al 75%. La mayor parte de la población se desmagnetiza entre  $450^{\circ}\text{C}$  y  $500^{\circ}\text{C}$ , preferentemente calizas, margas y lutitas grises; el resto de las muestras, la mayoría de las lutitas marrones y rojas y una parte menor de las otras litologías, lo hace preferentemente entre de  $550$  y  $600^{\circ}\text{C}$ .

Con los datos direccionales de primera calidad de la sección de Lanaja (123 muestras, de



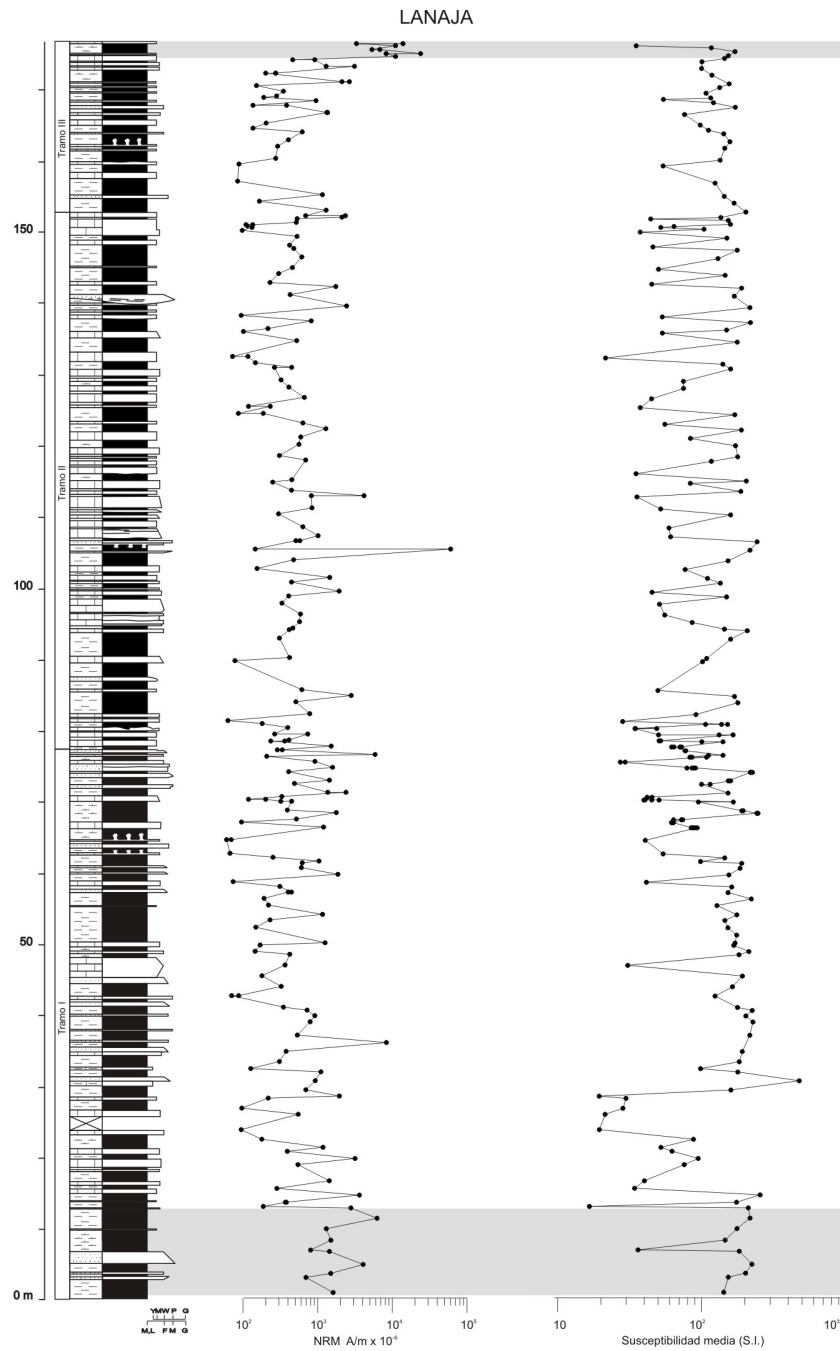


Figura 5.16 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Lanaja. Las bandas grises indican los tramos con una NRM más elevada.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$1120 \times 10^{-6}$	$71 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$1530 \times 10^{-6}$	$154 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$1650 \times 10^{-6}$	$268 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$2480 \times 10^{-6}$	$202 \times 10^{-6}$

Tabla 5.4 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Lanaja.

Muestras de primera calidad

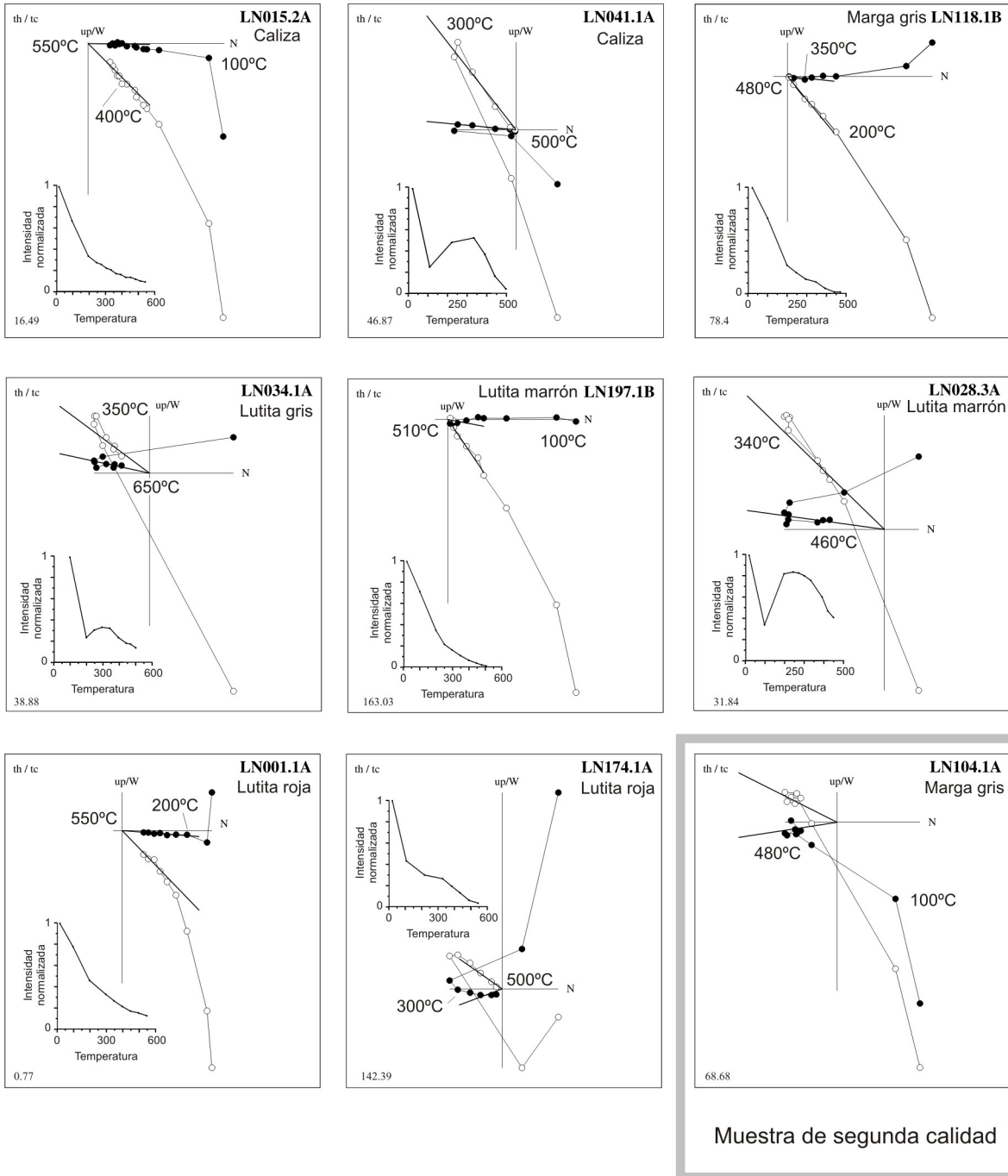
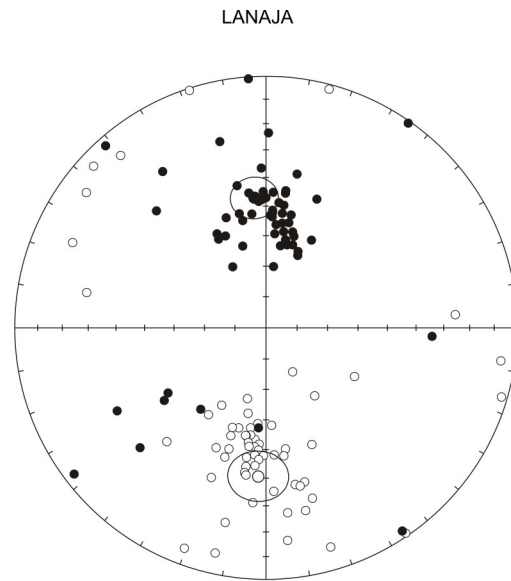


Figura 5.17 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de Lanaja. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.

las cuales 64 son de polaridad normal y 59 de polaridad inversa), se ha calculado la magnetización característica (ChRM) media de la sección, obteniendo una dirección de 355/47 para la polaridad normal y 183/-40 para la polaridad inversa (figura 5.18). Como se ha indicado anteriormente, la inclinación de referencia para el Mioceno de la Cuenca del Ebro está entre 56 y 57°; así pues observamos que el error de inclinación media de la magnetización de esta sección es de unos 10° para la polaridad normal y unos 17° para la inversa. Los valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas son  $k=7,5$  y  $\alpha_{95}=7,2$  para la polaridad normal y  $k=4,9$  y  $\alpha_{95}=9,0$  para la polaridad inversa. La sección de Lanaja presenta la mayor dispersión y la menor precisión en las direcciones paleomagnéticas de la Sierra de Alcubierre. A los datos direccionales utilizados para calcular la ChRM media se les ha aplicado el test de la inversión. El ángulo formado entre las direcciones medias normal e inversa ( $\gamma_o$ ) es de 8,8°, mientras que el ángulo crítico ( $\gamma_c$ ) es de 11,5°. Así pues, para la sección de Lanaja, el test ha resultado positivo ( $\gamma_o < \gamma_c$ ) con una clasificación C ( $20 > \gamma_c > 10$ ), por lo que consideramos que las direcciones características son lo suficientemente antipodales para considerar su polaridad estable.

En la figura 5.19 se muestran los valores de la declinación, la inclinación y la latitud del VGP de las muestras para las que se ha calculado la ChRM en la sección de Lanaja. La magnetoestratigrafía de la sección de Lanaja presenta al menos diez inversiones, pero hay que destacar que a techo de la sucesión existe un tramo de polaridad magnética incierta, que no permite establecer con seguridad cuántas inversiones existen y en qué momento se producen. Entre los metros 105 y 115, coincidiendo con la segunda magnetozona inversa, se han situado dos niveles con polaridad normal, que aunque podrían representar verdaderas inversiones magnéticas de poca entidad, consideramos insuficientes para el establecimiento de nuevas magnetozonas.



Site	N	dec	inc	k	a95	rsum
1Q N	59	354.8	46.9	7.5	7.2	51.312
1Q R	64	183.0	-40.4	4.9	9.0	51.199

Test de la Inversión	
Ángulo ChRM media N-R	8,8°
Ángulo crítico ( $\gamma_c$ )	11,5°
Clasificación	C

Figura 5.18 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para la sección de Lanaja. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.

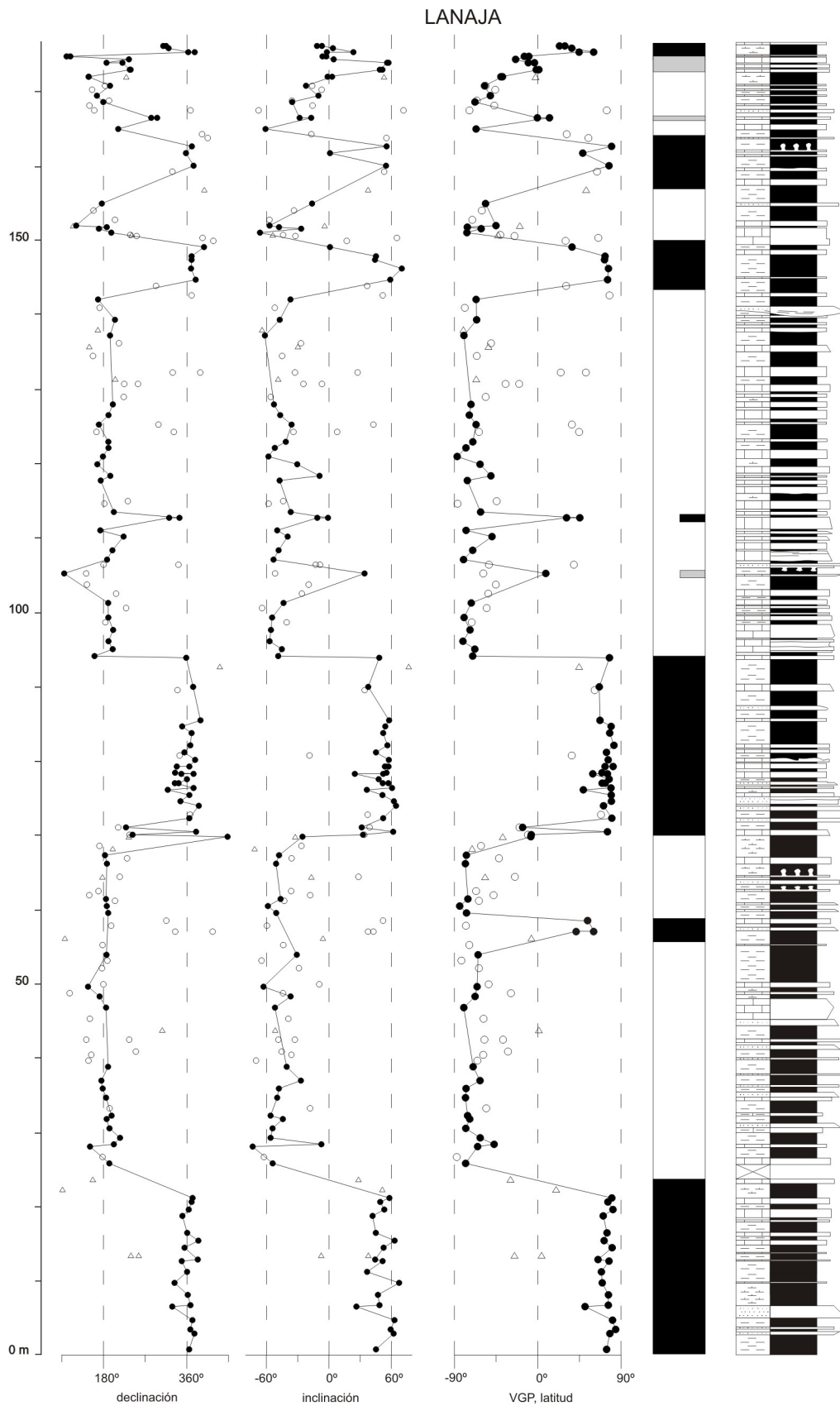


Figura 5.19 Magnetoestratigrafía local de la sección de Lanaja. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).

### 5.2.4 Sección de San Caprasio

San Caprasio (fig. 3.13) es la sección estratigráficamente más alta de las cuatro estudiadas en la Sierra de Alcubierre. San Caprasio representa el registro de ambientes más completo de la zona central del área lacustre de la cuenca, evolucionando de un ambiente lacustre sulfatado a un lacustre carbonatado, y posteriormente a un ambiente aluvial distal, en el que se intercalan episodios lacustres carbonatados. Por ello, en los tramos lacustres I, II y IV se ha muestreado principalmente calizas (43%) y margas grises (23%), mientras que en el tramo III, fundamentalmente aluvial distal, dominan las muestras obtenidas en lutitas marrones (19%) y rojas (4%), frente a algunas muestras recogidas en calizas y lutitas grises (11%). Se ha analizado la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural de 331 muestras obtenidas en 288 estaciones a lo largo de los 271 metros de esta sección.

La susceptibilidad magnética (K) inicial presenta un promedio de  $116 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional), la cual es la menor de las secciones de la Sierra de Alcubierre. La figura 5.20 muestra los valores de K inicial y NRM a lo largo de la sección, y la tabla 5.5 los valores por litología. La gráfica muestra tres tendencias relacionadas con las diferencias de litología de los diversos tramos. El tramo de menor K lo constituyen los materiales de un intervalo a techo del tramo I (entre los metros 35 y 48), fundamentalmente margas grises y calizas relacionadas con un ambiente lacustre sulfatado. Los valores más altos de K los presenta el tramo III, que abarca desde el metro 164 al metro 260 y contiene materiales fluvio-aluviales representados preferentemente por lutitas marrones y rojas. En cambio, los primeros 35 metros del tramo I y los tramos II y IV, que corresponden con materiales lacustres evaporíticos y lacustres carbonatados, presentan unos valores de K intermedios. Estos mismos valores de K los presentan los últimos diez metros de la sección pertenecientes al tramo IV. La gráfica de los valores de NRM muestra una tendencia general similar a la descrita para la K, por lo que en este caso se aprecia una correlación entre la susceptibilidad de los minerales y la magnetización remanente que finalmente adquirieron. La NRM registrada en la muestras de la sección de San Caprasio presenta una intensidad promedio de  $1010 \times 10^{-6}$  A/m con valores que varían entre  $3 \times 10^{-6}$  y  $34100 \times 10^{-6}$  A/m.

Se han desmagnetizado y obtenido la magnetización característica (ChRM) de 286 muestras, con la conclusión de que 135 muestras presentan una magnetización de polaridad normal y 151 inversa. Las muestras se han desmagnetizado térmicamente y por campos alternos, como en el caso de la sección de Lanaja, utilizando mayoritariamente el método térmico, ya que ha producido desmagnetizaciones más estables. Los diagramas de Zijderveld y las curvas de caída de la intensidad de magnetización revelan que para la mayoría de las muestras la NRM total es la suma de tres componentes (fig. 5.21). La primera es una componente viscosa de orientación aleatoria que se desmagnetiza a  $100^{\circ}\text{C}$ . Una segunda componente de dirección norteada, relacionada con el campo actual, queda frecuentemente desmagnetizada a temperaturas entre  $250$  y  $300^{\circ}\text{C}$ , sobre todo en el caso de que la litología de las muestras corresponda a calizas y margas o lutitas grises. En otra parte menos numerosa de la población de muestras, preferentemente en el caso de las lutitas marrones y rojas, la segunda componente no desaparece hasta alcanzar los  $350$  o incluso  $400^{\circ}\text{C}$ . Finalmente, hay una componente de más alta temperatura, que consideramos como la magnetización característica. En este caso la mayor parte de la población de muestras, preferentemente calizas y margas grises, comienzan a perder la ChRM en torno a los  $430$  o  $450^{\circ}\text{C}$ ,

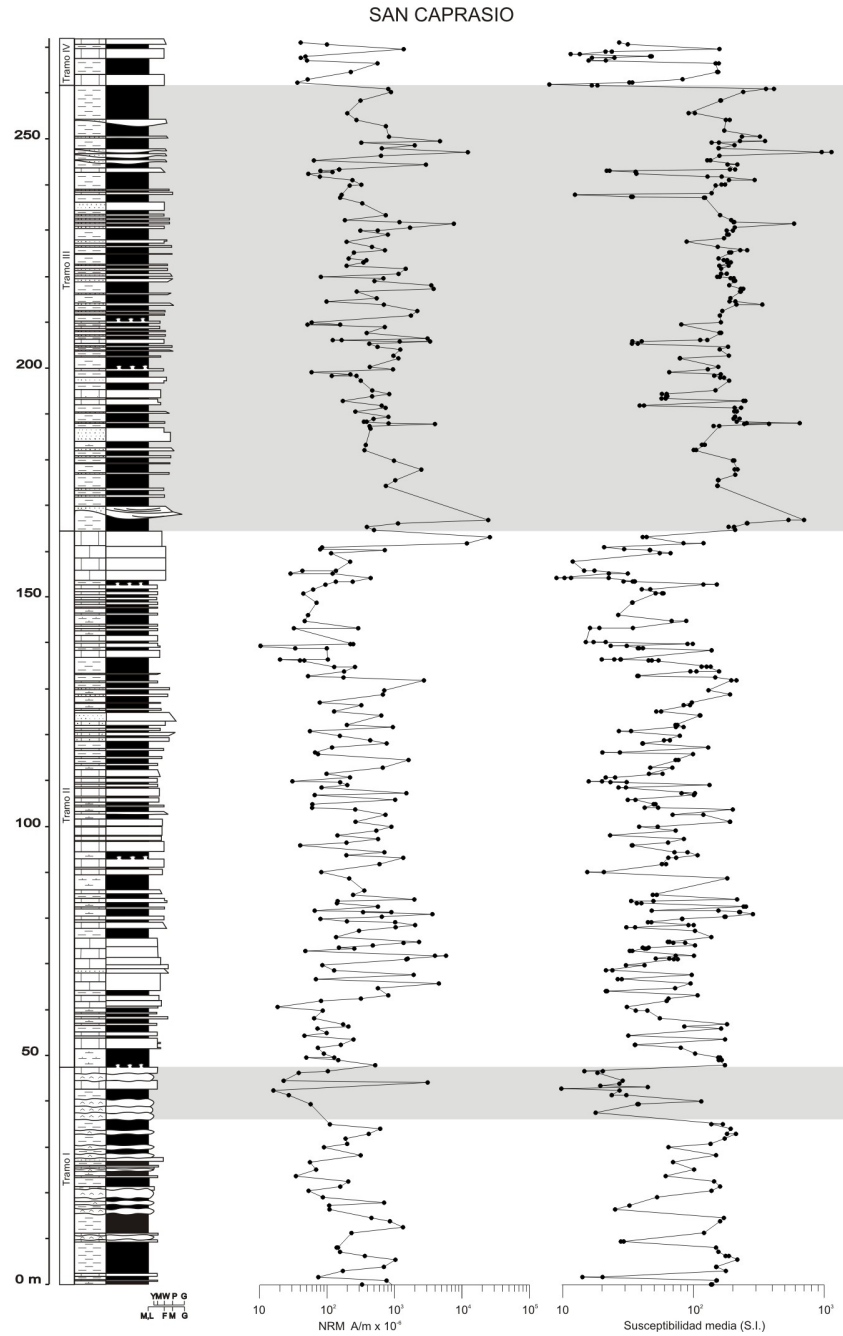


Figura 5.20 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de San Caprasio. Las bandas grises indican los tramos con menor (techo del tramo I) y mayor (tramo III) rango de NRM y K.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$1260 \times 10^{-6}$	$48 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$428 \times 10^{-6}$	$154 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$1690 \times 10^{-6}$	$196 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$3180 \times 10^{-6}$	$356 \times 10^{-6}$

Tabla 5.5 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de San Caprasio.

Muestras de primera calidad

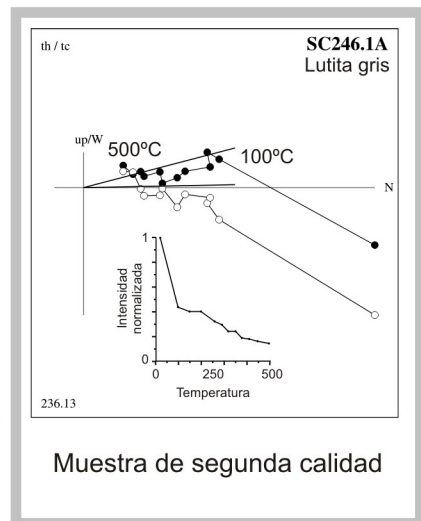
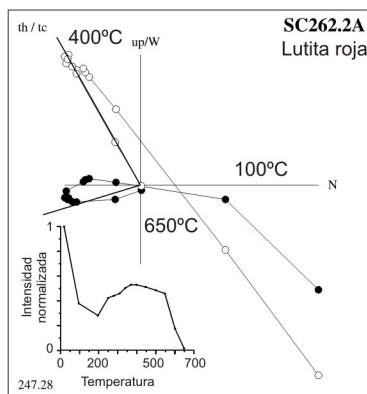
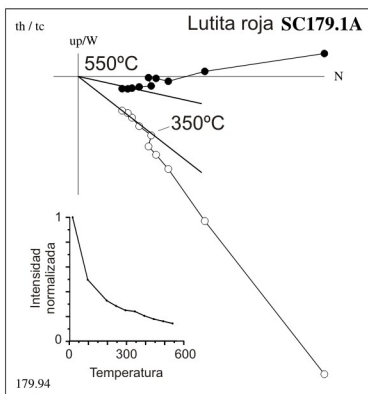
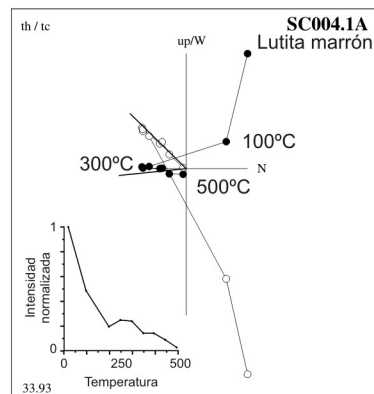
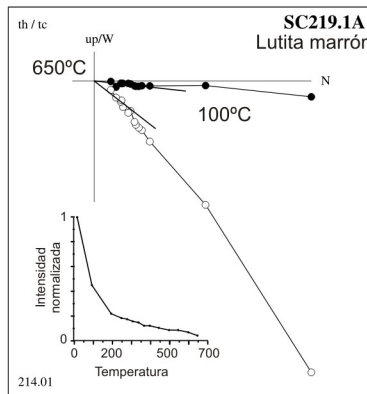
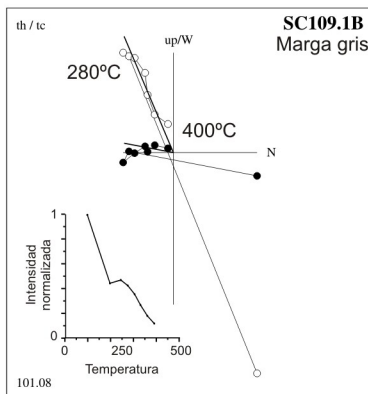
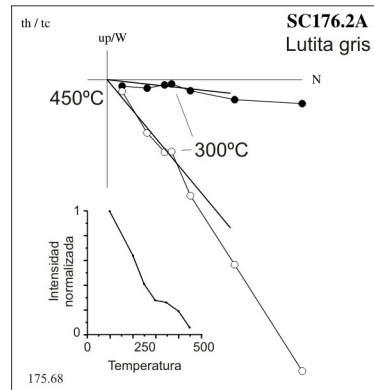
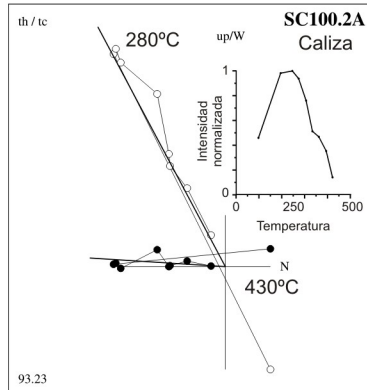
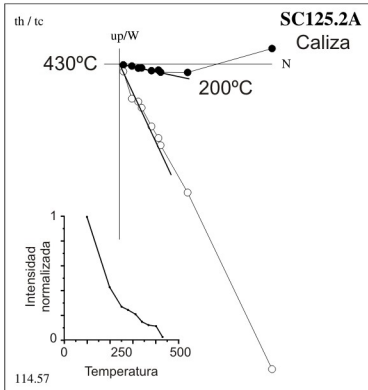
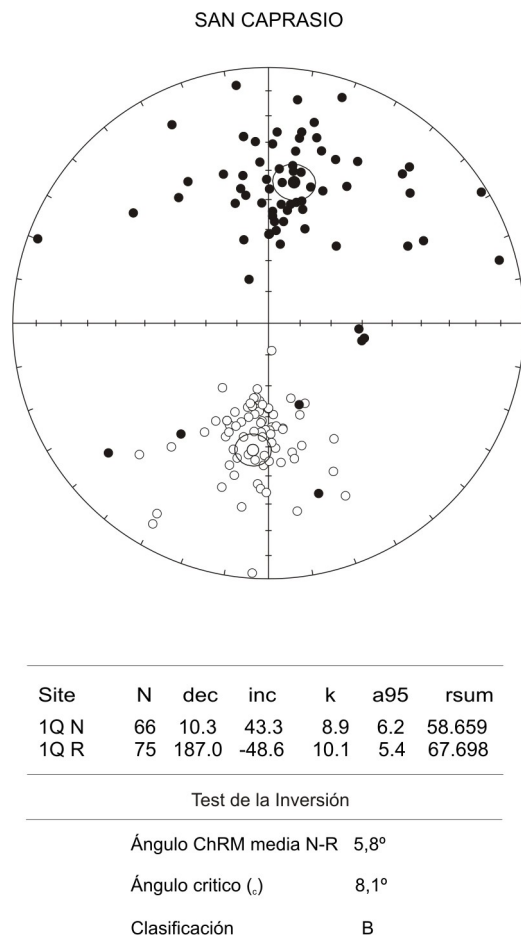


Figura 5.21 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de San Caprasio. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.





*Figura 5.22 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para la sección de San Caprasio. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.*

pero una parte relevante de ellas, la mayoría de lutitas grises, alcanzan los 500°C. El resto de las muestras pierde su remanencia preferentemente a partir de los 600°C, llegando a alcanzar los 650°C.

Con los datos direccionales de primera calidad (141 muestras de las cuales 67 son normales y 74 inversas) se ha calculado la magnetización característica (ChRM) media. La dirección media de la polaridad normal es 010/43 y la de la polaridad inversa es 187/-49 (fig. 5.22). Para la sección de San Caprasio se estima pues un error de inclinación media de la magnetización de unos 14 grados para la polaridad normal y unos 8 grados para la inversa. En cuanto a los valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas: k tiene un valor de 8,9 para la polaridad normal y 10,1 para la polaridad inversa,  $\alpha_{95}$  presenta valores de 6,2 y 5,4 para polaridad normal e inversa respectivamente. A los mismos datos direccionales utilizados para calcular la ChRM media se les ha aplicado el test de la inversión. El ángulo formado entre las direcciones medias normal e inversa ( $\gamma_0$ ) es de 5,8°, mientras que el ángulo crítico ( $\gamma_c$ ) es de 8,1°. Así pues el test ha resultado positivo ( $\gamma_0 < \gamma_c$ ) con una clasificación B ( $10 > \gamma_c > 5$ ), las ChRM medias calculadas pueden ser consideradas antipodales y la polaridad calculada para las muestras primaria y estable.

En la figura 5.23 se muestran las medidas de la declinación y de la inclinación de la dirección de la ChRM y la paleolatitud de los VGP calculadas en las muestras de la sección de San Caprasio. Las medidas permiten ajustar la magnetoestratigrafía de la sección de San Caprasio en 12 magnetozonas. Su rasgo más característico son las dos magnetozonas normales relativamente extensas en la mitad superior de la sección, separadas por una magnetozona inversa corta y precedidas de una magnetozona inversa extensa que incluye dos magnetozonas normales de corta duración. También se han marcado tres estaciones aisladas de polaridad normal a las que, como en las sucesiones anteriores, no podemos atribuir rango de magnetozona. En torno a los metros 32 al 47 se sitúa un tramo de polaridad incierta relacionado con una K por debajo de lo habitual en la sección (figs. 5.20 y 5.23).



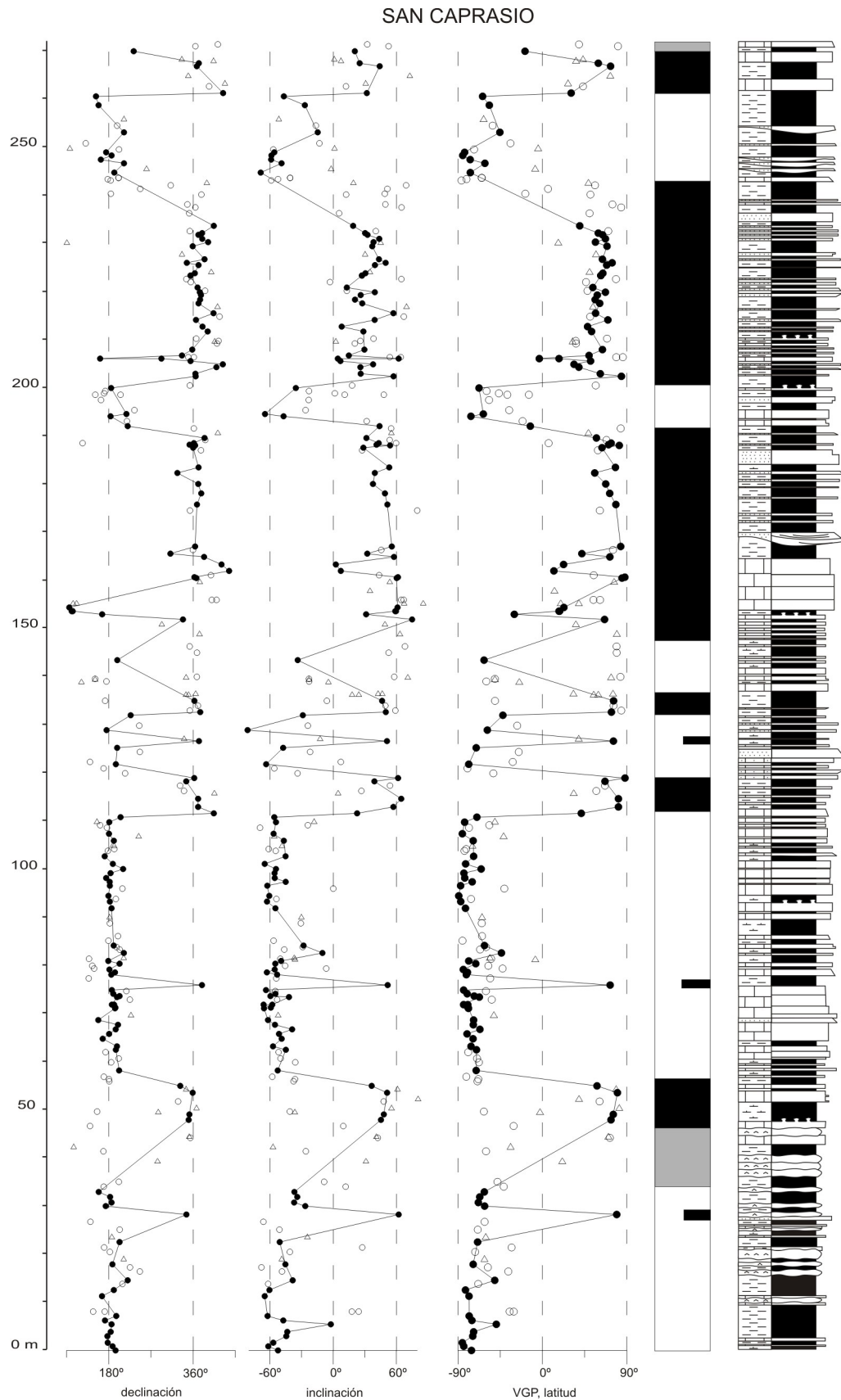


Figura 5.23 Magnetoestratigrafía local de la sección de San Caprasio. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).

### 5.3 MAGNETOESTRATIGRAFÍA DE LOS MONTES DE CASTEJÓN

En los Montes de Castejón, que constituyen la parte central del área de estudio, se han estudiado las secciones de Castillo de Sora y Esteban, lo que supone un total de 196 estaciones y 210 muestras. La litología estudiada consiste en calizas, incluidas calizas margosas y arenosas, margas y lutitas grises y lutitas marrones y rojas. La situación de las secciones puede consultarse en la figura 3.3 en el capítulo de Estratigrafía.

#### 5.3.1 Sección de Castillo de Sora

La sección de Castillo de Sora está formada fundamentalmente por tramos lutíticos de colores grises (25% de las muestras), marrones (30%) y rojos (19%) en los que se intercalan estratos notablemente menos potentes de areniscas y calizas (fig. 3.14). La abundancia relativa de los estratos de caliza (26% de las muestras) va aumentando hacia techo al tiempo que disminuye la de los estratos de areniscas, hasta convertirse en la litología dominante en el tramo IV. La sección consta de 117 metros, donde se han analizado 99 muestras obtenidas en 94 estaciones a lo largo de la misma. Al igual que en todas las secciones anteriores, de todas las muestras se ha medido la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural.

La susceptibilidad magnética (K) media inicial presenta valores que varían entre  $16 \times 10^{-6}$  y  $465 \times 10^{-6}$ , pero su promedio es de  $167 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional) En la figura 5.24 se observa una tendencia decreciente en los valores de K y, aunque de forma menos perceptible, en los valores de NRM de los últimos dos tramos de la sección, debido a que en estos tramos la litología dominante en las muestras es la caliza, que presenta unas K y NRM notablemente menores que las muestras de lutitas (tabla 5.6), mientras que en los dos primeros tramos dominan las muestras de lutitas marrones y rojas. La magnetización remanente natural (NRM) de esta sección tiene un valor promedio de  $2483 \times 10^{-6}$  A/m, con muestras cuya NRM varía entre  $49 \times 10^{-6}$  A/m y  $12291 \times 10^{-6}$  A/m.

Se ha podido desmagnetizar térmicamente y obtener una medida de la magnetización característica (ChRM) de 90 muestras, obteniéndose que 35 presentan una magnetización de polaridad normal y 55 polaridad inversa. En la figura 5.25 se muestran varios ejemplos de la desmagnetización térmica progresiva de la NRM de las muestras de Castillo de Sora donde se han aislado las componentes paleomagnéticas. Los gráficos de desmagnetización de Zijderveld revelan la presencia de tres componentes en la mayoría de las muestras. Entre 100°C y 150°C se elimina la ya habitual componente viscosa orientada aleatoriamente. Por encima de esta temperatura se presenta una componente paralela al campo magnético actual que representa una porción significativa de la NRM restante. Esta componente secundaria es eliminada fácilmente entre 300°C-340°C en el mayor de los casos. Sin embargo, en algunas muestras del principio de la sección no son necesarios más que 250°C, mientras que en la parte media-alta de la sección, en otras pocas muestras de lutitas marrones y rojas, es necesario aplicar temperaturas superiores a 400 o 450°C. A temperaturas más altas, la desmagnetización de la ChRM presenta una caída lineal hacia el origen con una temperatura máxima de desbloqueo en un rango que varía entre los 490°C y los 630°C. La mayoría de las muestras de caliza se desmagnetizan entre 490 y 500°C y las muestras de lutitas grises a partir de 540°C, alcanzando algunas los 630°C. Finalmente, las muestras de lutitas marrones y rojas pierden su remanencia entre 600° y 650°C.

CASTILLO DE SORA

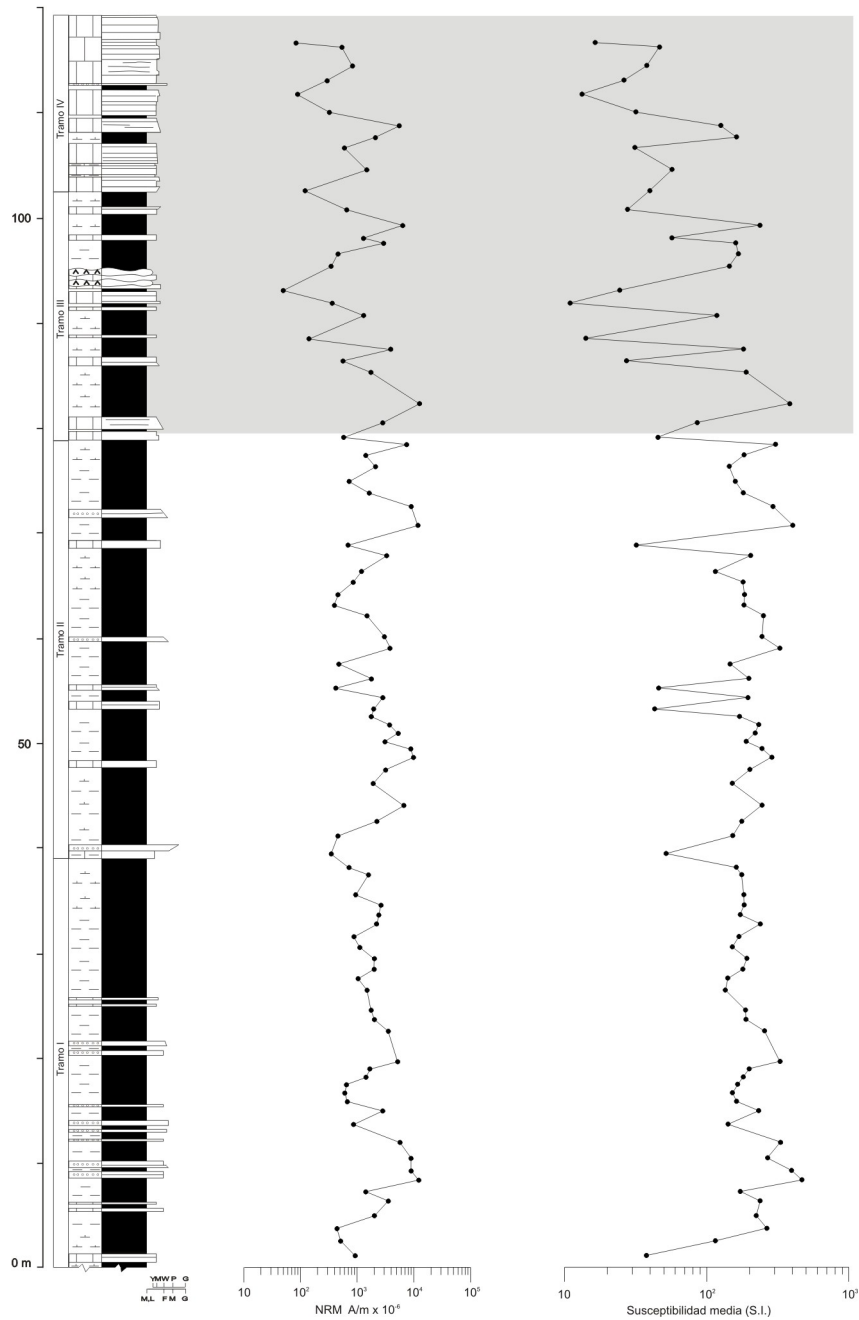


Figura 5.24 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Castillo de Sora. La banda gris indica la tendencia descendente en los valores de NRM y K.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$876 \times 10^{-6}$	$40 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$2158 \times 10^{-6}$	$167 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$2581 \times 10^{-6}$	$201 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$5464 \times 10^{-6}$	$289 \times 10^{-6}$

Tabla 5.6 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Castillo de Sora.

Muestras de primera calidad

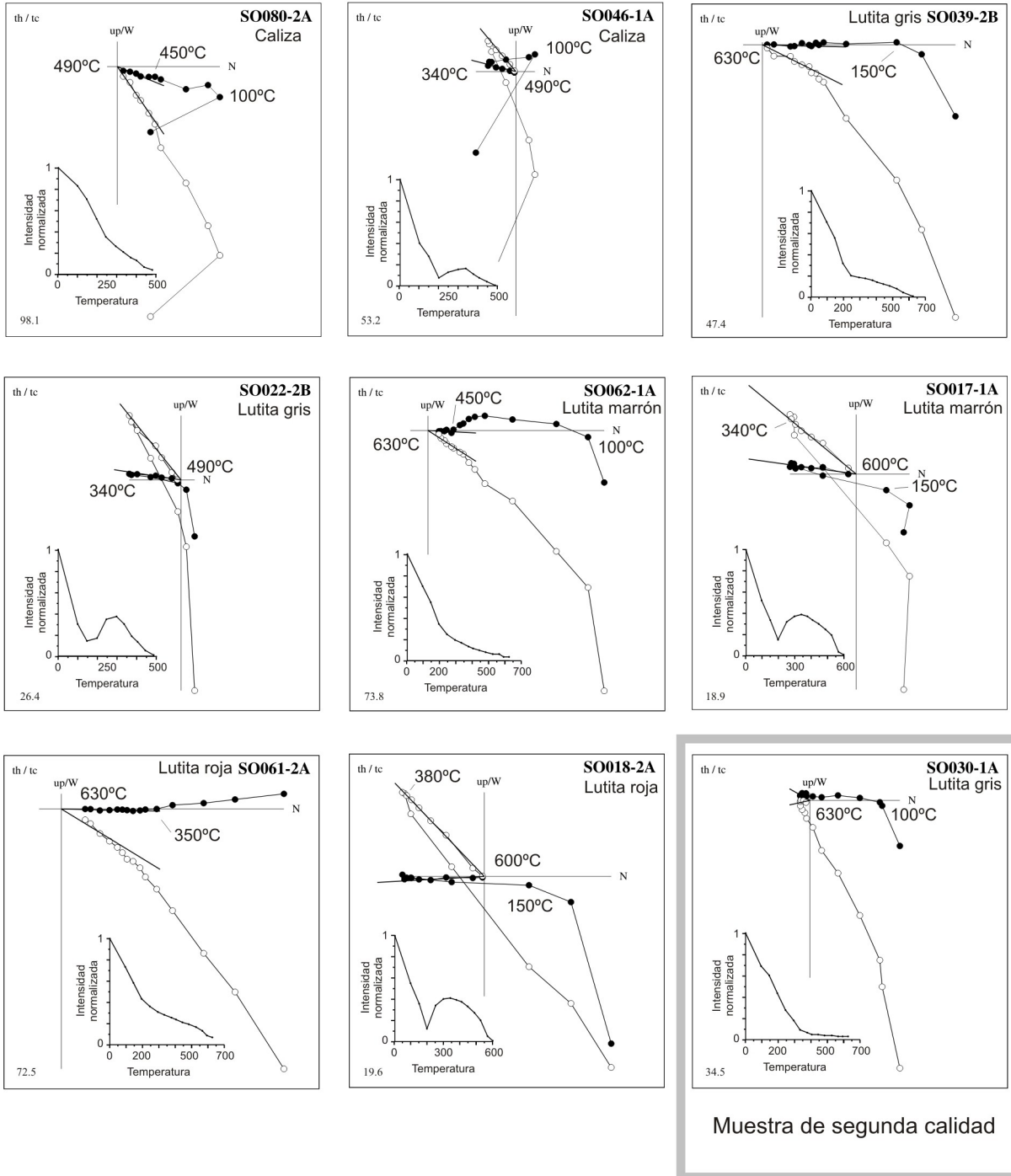
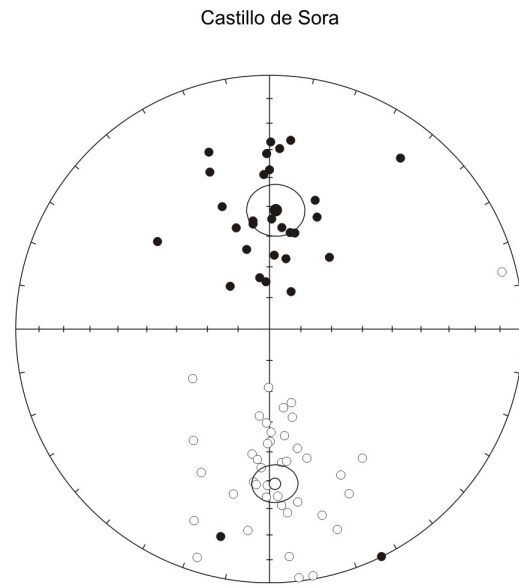


Figura 5.25 Ejemplos de diagramas de desmagnetización de proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de Castillo de Sora. Los círculos negros corresponden a datos de declinación medida en cada paso de la rutina de desmagnetización térmica, mientras que los círculos blancos indican medidas de inclinación. Junto a cada diagrama de Zijderveld se adjunta una gráfica de desmagnetización en la que se representa la intensidad de la NRM en cada paso de temperatura.

Para el cálculo de la ChRM media se han utilizado 71 muestras de primera calidad, 29 de polaridad normal y 42 de polaridad inversa. La ChRM presenta una dirección media de 003/51 para la polaridad normal y 178/-39 para la polaridad inversa (fig. 5.26). Para la sección de Castillo de Sora se estima pues un error de inclinación media de la magnetización de unos 5° para la polaridad normal y unos 17° para la inversa. En la misma figura 5.26 se indican los valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas:  $k$  tiene un valor de 10,3 para la polaridad normal y 11,9 para la polaridad inversa,  $\alpha_{95}$  presenta valores de 8,8 y 6,7 para polaridad normal e inversa respectivamente. Para la sección de Castillo de Sora el test de la inversión ha resultado negativo, el ángulo  $\gamma_0$  es de 12,9°, mientras que el  $\gamma_c$  es de 11,2°. La eficiencia del aislamiento de las componentes primaria y secundaria parece no haber sido completa, pero la diferencia entre los ángulos  $\gamma_0$  y  $\gamma_c$  no es importante, por lo que consideramos que la dispersión producida por este solapamiento de componentes no es de la entidad suficiente como para comprometer la polaridad magnética de las estaciones.

Los valores de la declinación y la inclinación de la ChRM y las paleolatitudes de los VGP presentan 7 magnetozonas para la sección de Castillo de Sora (fig. 5.27). El patrón es bastante regular en los pares normal-inversa, salvo la primera magnetozona, que es más amplia que el resto, donde hemos situado una muestra con polaridad contraria a la magnetozona que la contiene.

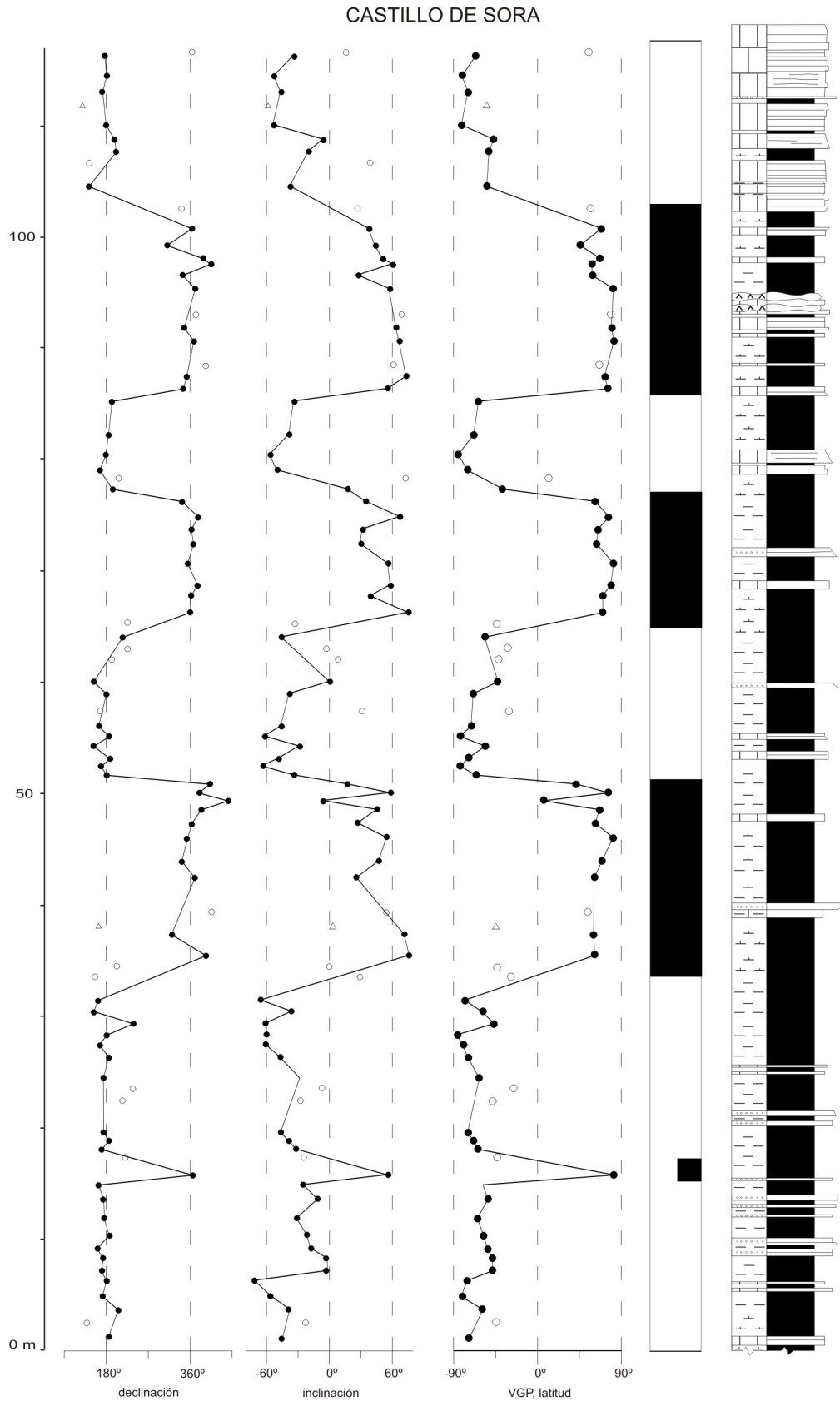


Site	N	dec	inc	k	a95	rsum
1Q N	29	3.0	51.2	10.3	8.8	26.271
1Q R	42	178.0	-38.8	11.9	6.7	38.555

Test de la Inversión	
Ángulo ChRM media N-R	12,9°
Ángulo crítico ( $\gamma_c$ )	11,2°
Clasificación	Negativo

Figura 5.26 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características de primera calidad calculadas para la sección de Castillo de Sora. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma



*Figura 5.27 Magnetoestratigrafía local de la sección de Castillo de Sora. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).*

### 5.3.2 Sección de Esteban

La sección de Esteban (fig. 3.15) es una serie lacustre carbonatada compuesta por una alternancia de calizas, margas y lutitas marrones y grises, en las que se intercalan una serie de tramos más potentes cubiertos y semicubiertos, seguramente con predominio de lutitas. Esta situación ha dificultado el muestreo, impidiendo seguir el intervalo de muestreo previsto. Se han analizado 110 muestras obtenidas en 102 estaciones a lo largo de los 139 metros de la sección. Las litologías muestreadas han sido: calizas (59%), lutitas grises (13%) y lutitas marrones (28%). De todas ellas se han medido la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural.

La susceptibilidad magnética ( $K$ ) inicial varía entre  $5 \times 10^{-6}$  y  $208 \times 10^{-6}$ , y presenta un promedio de  $71 \times 10^{-6}$ . La NRM media de esta sección es de  $515 \times 10^{-6}$  A/m con valores oscilan entre  $37 \times 10^{-6}$  y  $2448 \times 10^{-6}$  A/m. La adquisición de la NRM en las lutitas es baja en comparación con otras secciones estudiadas, siendo la NRM media de las calizas más alta que la de las lutitas aun teniendo una  $K$  notablemente inferior, especialmente las grises (tabla 5.7). La curva de NRM muestra una tendencia a aumentar la intensidad de la NRM de base a techo de la sección (fig. 5.28). En el caso de la curva de  $K$ , esta tendencia no es apreciable.

Se ha podido calcular la magnetización característica (ChRM) de 124 muestras, de las que 68 muestras presentan una magnetización de polaridad normal y 56 inversa. En la sección de Esteban, la desmagnetización térmica progresiva revela que la magnetización remanente total se compone habitualmente de tres componentes distintas (fig. 5.29). Es muy frecuente la presencia de una componente viscosa de baja temperatura y orientación aleatoria que desaparece al exponer las muestras a  $100^\circ$  C de temperatura. La segunda componente de la NRM, de dirección norte, queda desmagnetizada en la mayoría de los casos entre  $310$  y  $340^\circ$  C, en algunos casos hace falta alcanzar el paso de desmagnetización de  $450^\circ$  C para que la desmagnetización total de esta segunda componente se produzca. En cuanto a la componente de más alta temperatura (ChRM), queda desmagnetizada entre  $450^\circ$  C y  $500^\circ$  C en la mayor parte de las muestras; pocas han mantenido su remanencia por encima de esta temperatura.

Con los datos direccionales de primera calidad (81 muestras de las cuales 38 son de polaridad normal y 43 de polaridad inversa) se ha calculado la ChRM media, y ésta presenta una dirección media de  $357/58$  para las muestras de polaridad normal de y  $185/-49$  para las de polaridad inversa (fig. 5.30). En esta sección observamos que el error de inclinación media de la magnetización respecto a la inclinación de referencia del Mioceno para la Cuenca del Ebro (entre  $56^\circ$  y  $57^\circ$ ) es de unos 6 grados para la polaridad normal y unos 16 grados para la polaridad inversa. Los valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas son:  $k$  tiene un valor de 23,7 para la polaridad normal y 17,1 para la polaridad inversa,  $\alpha_{95}$  presenta valores de 4,9 y 5,4 para polaridad normal e inversa respectivamente. El test de la inversión realizado sobre las muestras de Esteban ha resultado negativo, como en el caso de Castillo de Sora, sin embargo en este caso la diferencia entre los ángulos  $\gamma_o$  y  $\gamma_c$  es mayor, el ángulo  $\gamma_o$  es de  $10,5^\circ$ , mientras que el  $\gamma_c$  es de  $7,2^\circ$ . Aún así, las poblaciones de muestras normales e inversas no presentan una dispersión, producida por el solapamiento de componentes, de entidad suficiente como para comprometer la fiabilidad del patrón de polaridad magnética.

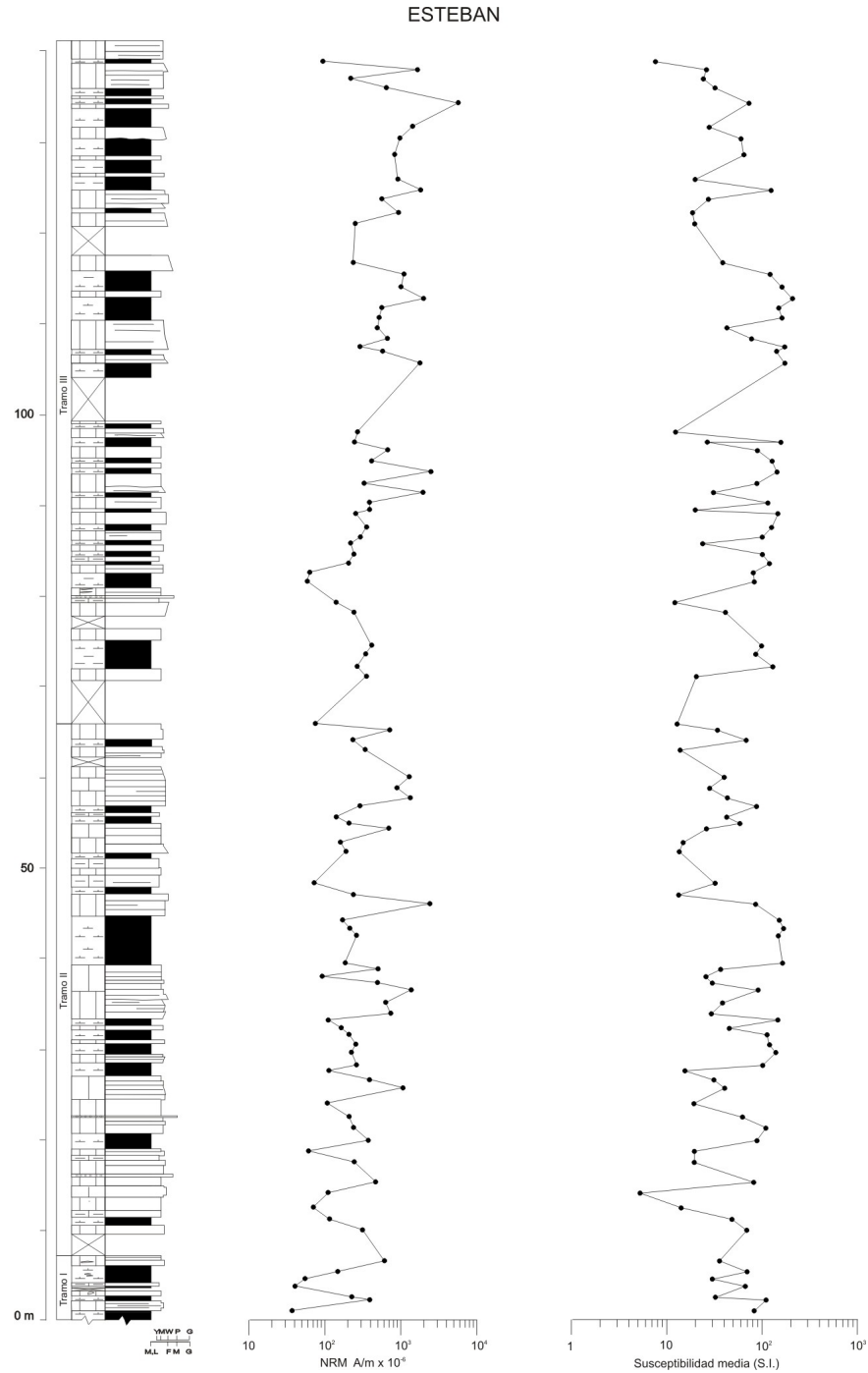


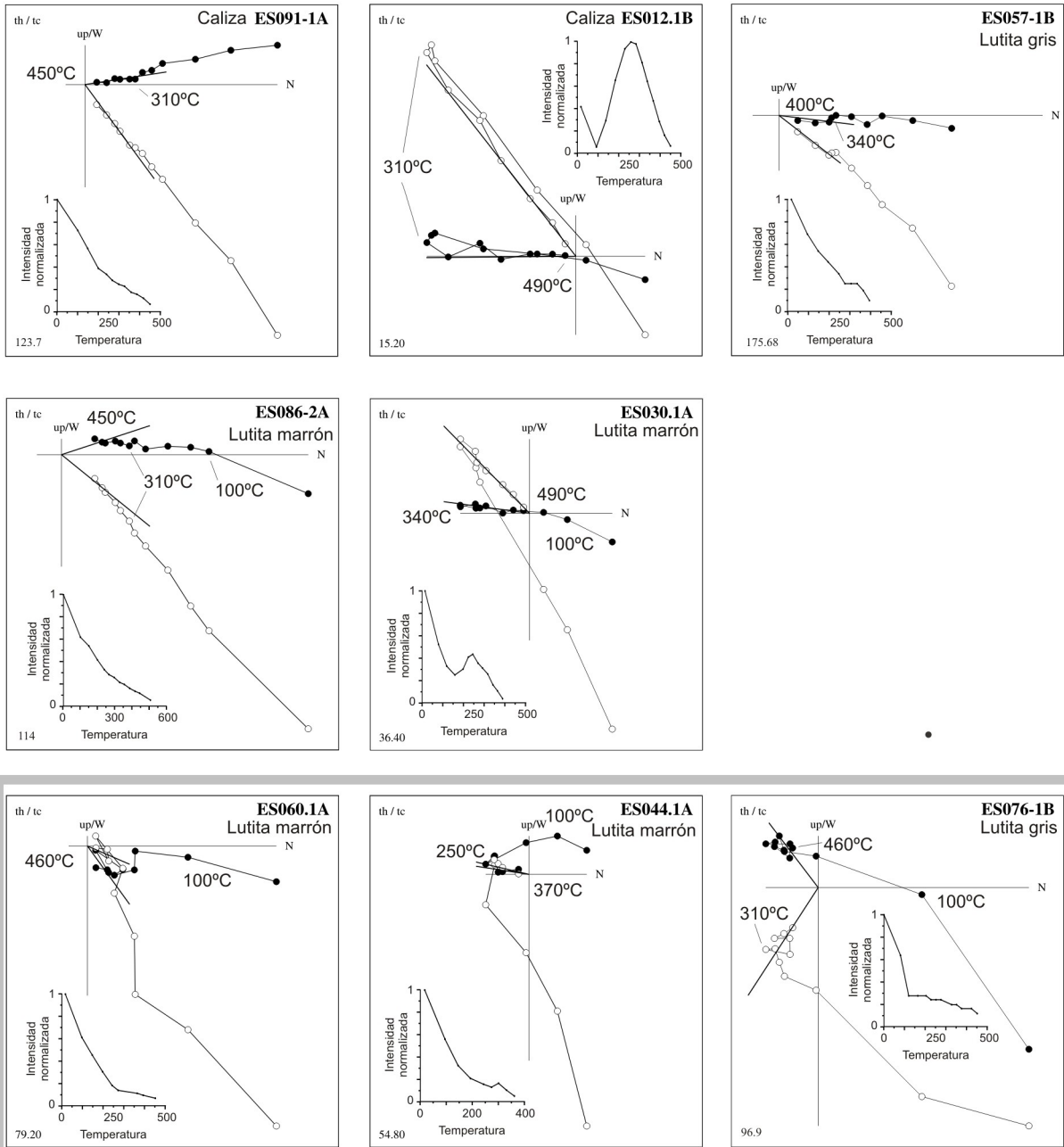
Figura 5.28 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Esteban.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$597 \times 10^{-6}$	$41 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$276 \times 10^{-6}$	$120 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$440 \times 10^{-6}$	$107 \times 10^{-6}$

Tabla 5.7 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Esteban.



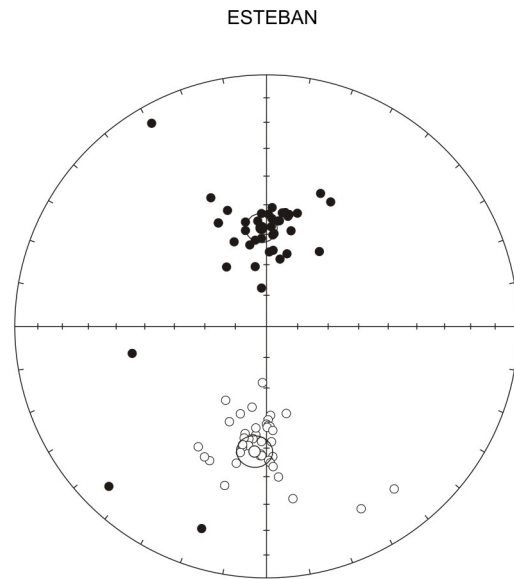
Muestras de primera calidad



Muestras de segunda calidad

Figura 5.29 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijdeveld de la sección de Esteban. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijdeveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.

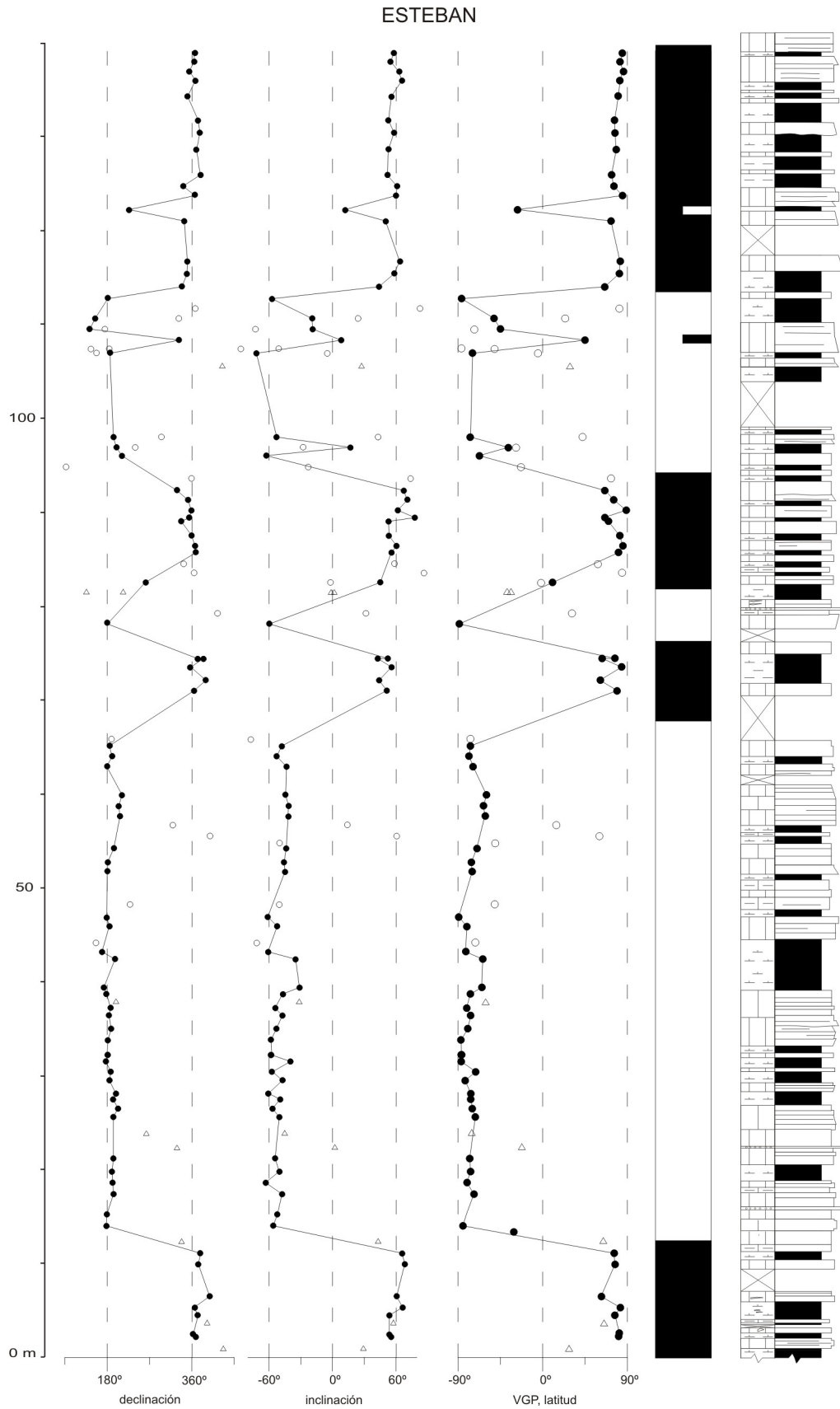
En la figura 5.31 se muestran las medidas de la declinación y de la inclinación de la ChRM y las latitudes de los VGP de la sección de Esteban. La magnetoestratigrafía esta sección presenta seis inversiones que consideramos que constituyen cambios de polaridad magnética. Su rasgo más característico es la presencia de una extensa magnetozona inversa que domina la mayor parte de la mitad inferior de la sección, mientras que en la segunda mitad hay varias inversiones que dan lugar a unas magnetozonas que presentan, en general, unas extensiones progresivamente mayores. En las dos últimas magnetozonas se han destacado dos muestras que presentan polaridad contraria a la de las magnetozonas que las contienen, pero que no se consideran suficientemente relevantes como para constituir un cambio de polaridad neto.



Site	N	dec	inc	k	a95	rsum
1Q N	38	357.0	57.8	23.7	4.9	36.437
1Q R	43	185.4	-48.6	17.1	5.4	40.538

Test de la Inversión	
Ángulo ChRM media N-R	10,5°
Ángulo crítico (c)	7,2°
Clasificación	Negativo

*Figura 5.30 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para la sección de Esteban. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.*



*Figura 5.31 Magnetoestratigrafía local de la sección de Esteban. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).*

#### 5.4 MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA TARAZONA-BORJA

El subsector Tarazona-Borja constituye la parte más occidental del área de estudio, y en él se han estudiado las secciones de Lugar, Melero y Umbría Alta. Las secciones de Lugar y Melero son dos secciones muy próximas y que solapan ligeramente. Estas secciones han sido tratadas independientemente por interés en la descripción estratigráfica y sedimentológica, aunque por criterios magnetoestratigráficos podrían haberse considerado una única sección. En total se han analizado 173 muestras extraídas de 161 estaciones. Esto supone un intervalo de muestreo inferior al de los subsectores anteriores; esto es debido, por una parte, al tipo de litología de la parte inferior de la sección de Umbría Alta (compuesta en gran medida por facies conglomeráticas proximales de los abanicos aluviales propios de una zona, perteneciente al margen sur de la cuenca) y, por otra, a las condiciones de afloramiento, sobre todo de la parte superior de la sección, que no ha permitido un muestreo más minucioso. La situación de las secciones puede consultarse en la figura 3.16 en el capítulo de Estratigrafía.

##### 5.4.1 Sección de Lugar

La sección de Lugar (fig. 3.22) es una sucesión de facies esencialmente de origen lacustre. La variabilidad de las litologías muestreadas se ha limitado fundamentalmente a lutitas grises (33% de las muestras) o marrones de tonos claros (14%) y a calizas lacustres grises (43%) con diversos grados de bioturbación. Las lutitas se presentan a lo largo de toda la sección, por lo que cuando ha sido posible se ha muestreado preferentemente esta litología. Las calizas dominan en la mitad superior, por lo que en este tramo han sido muestreadas varias de ellas. En esta sección se encuentra el límite de UTS T6/T7; por su interés se han muestreado un par de estaciones en unas facies detríticas (conglomeráticas y arenosas) que normalmente se ha preferido evitar por ser consideradas menos favorables. Así pues, en esta sucesión se han analizado 25 muestras obtenidas en 24 estaciones a lo largo de los 42 metros de la sección. Se ha procedido a la medición, en todas ellas, de la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural.

La susceptibilidad (K) inicial media de esta sección varía entre  $22 \times 10^{-6}$  y  $390 \times 10^{-6}$  con un promedio de  $113 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional). La representación gráfica de K inicial a lo largo de la sección (fig. 5.32) indica la diferencia entre los valores de K observados en las distintas litologías: mayores para las detríticas y menores para las facies carbonatadas. Existe una cierta correlación entre la NRM y la K inicial media de las muestras, pero no siempre la adquisición de NRM de las muestras se ha producido con una intensidad coherente con la K de los minerales que contiene.

La magnetización remanente natural (NRM) de la sección tiene un valor promedio de  $2192 \times 10^{-6}$  A/m, aunque el valor de las muestras varía entre  $101 \times 10^{-6}$  A/m y  $20180 \times 10^{-6}$  A/m. La representación gráfica de la magnetización remanente natural de la figura 5.32 indica las diferencias de NRM observadas a lo largo de la sección. En principio, no se observa una tendencia en la variación de los valores de NRM a lo largo de la misma. La variabilidad de los valores de NRM son debidos a los distintos tipos de litologías de las muestras (tabla 5.8). Las de calizas suelen tener valores de NRM más bajos debido a su bajo contenido en minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, concretamente hematites; sólo en el caso de alguna muestra caliza anaranjada el valor de NRM es más elevado. En el caso de las lutitas, las grises suelen tener también valores más

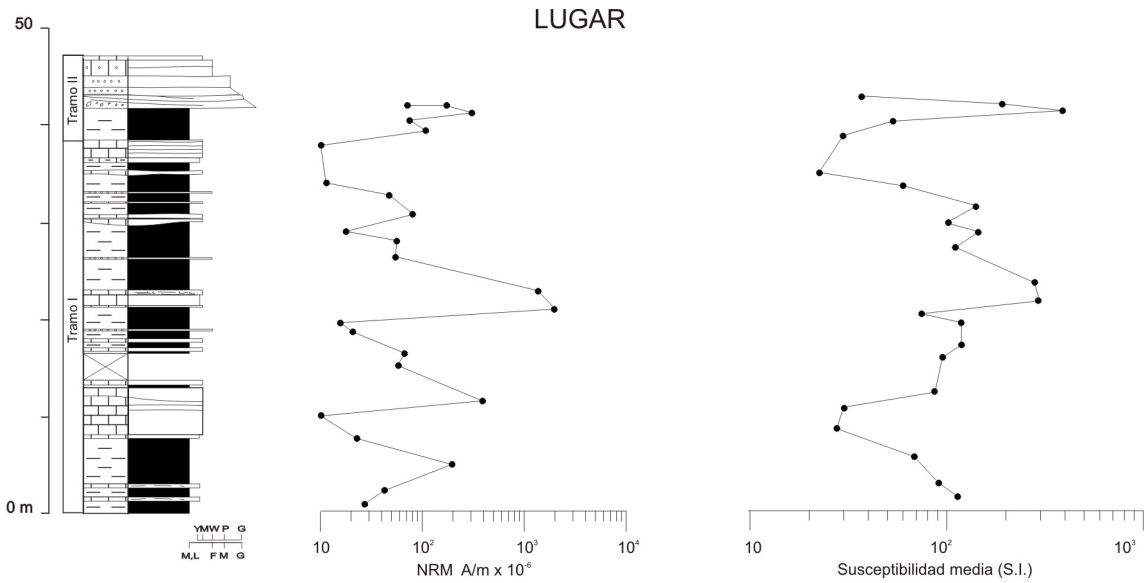


Figura 5.32 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Lugar.

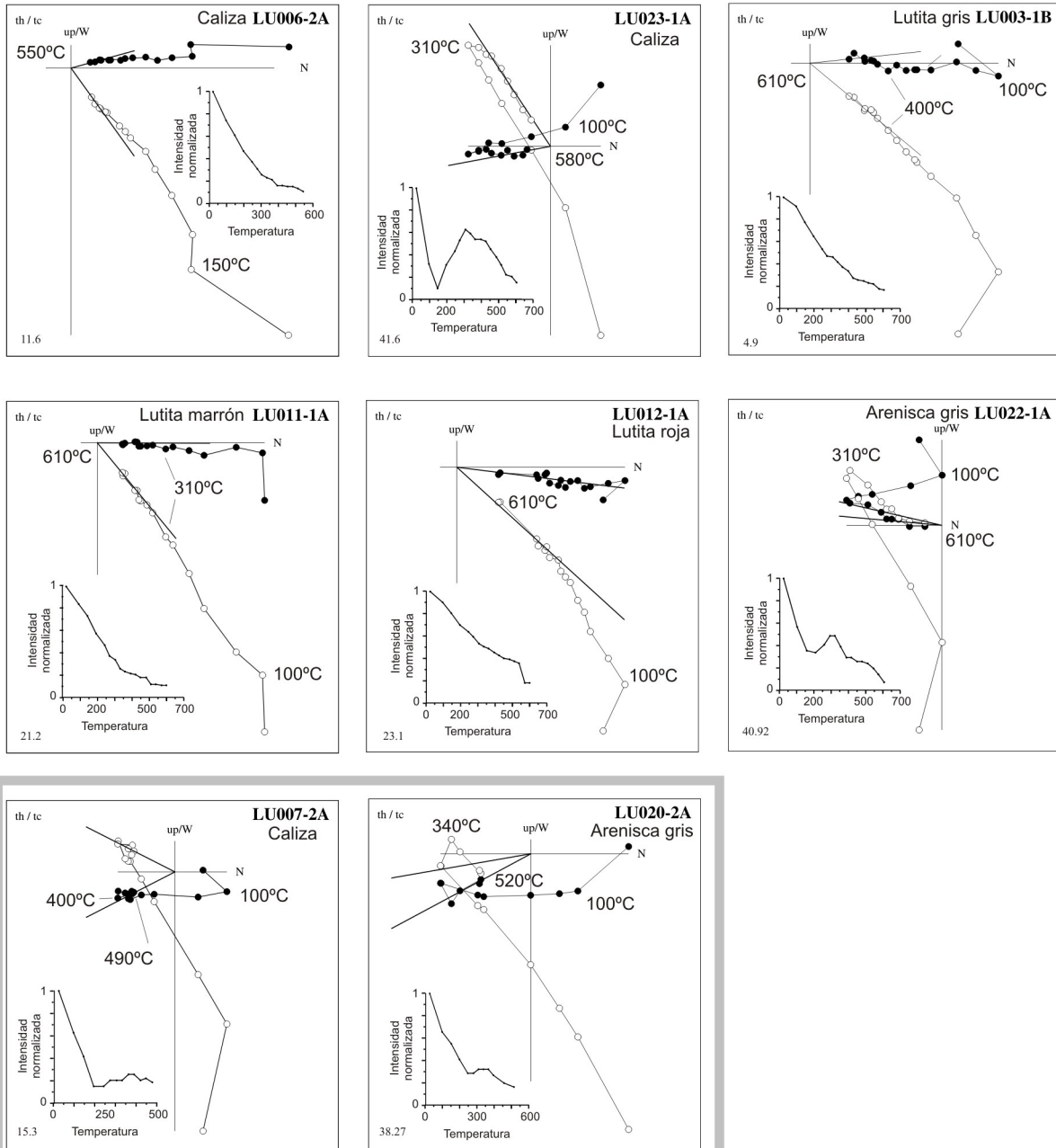
Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$783 \times 10^{-6}$	$56 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$855 \times 10^{-6}$	$112 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$6955 \times 10^{-6}$	$167 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$13660 \times 10^{-6}$	$281 \times 10^{-6}$

Tabla 5.8 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Lugar.

bajos, mientras que las muestras de lutitas marrones y rojas, en general, arrojan valores elevados; de hecho, las muestras que superan los  $13000 \times 10^{-6}$  A/m responden a estas litologías. El resto se encuentran por debajo de  $4000 \times 10^{-6}$  A/m.

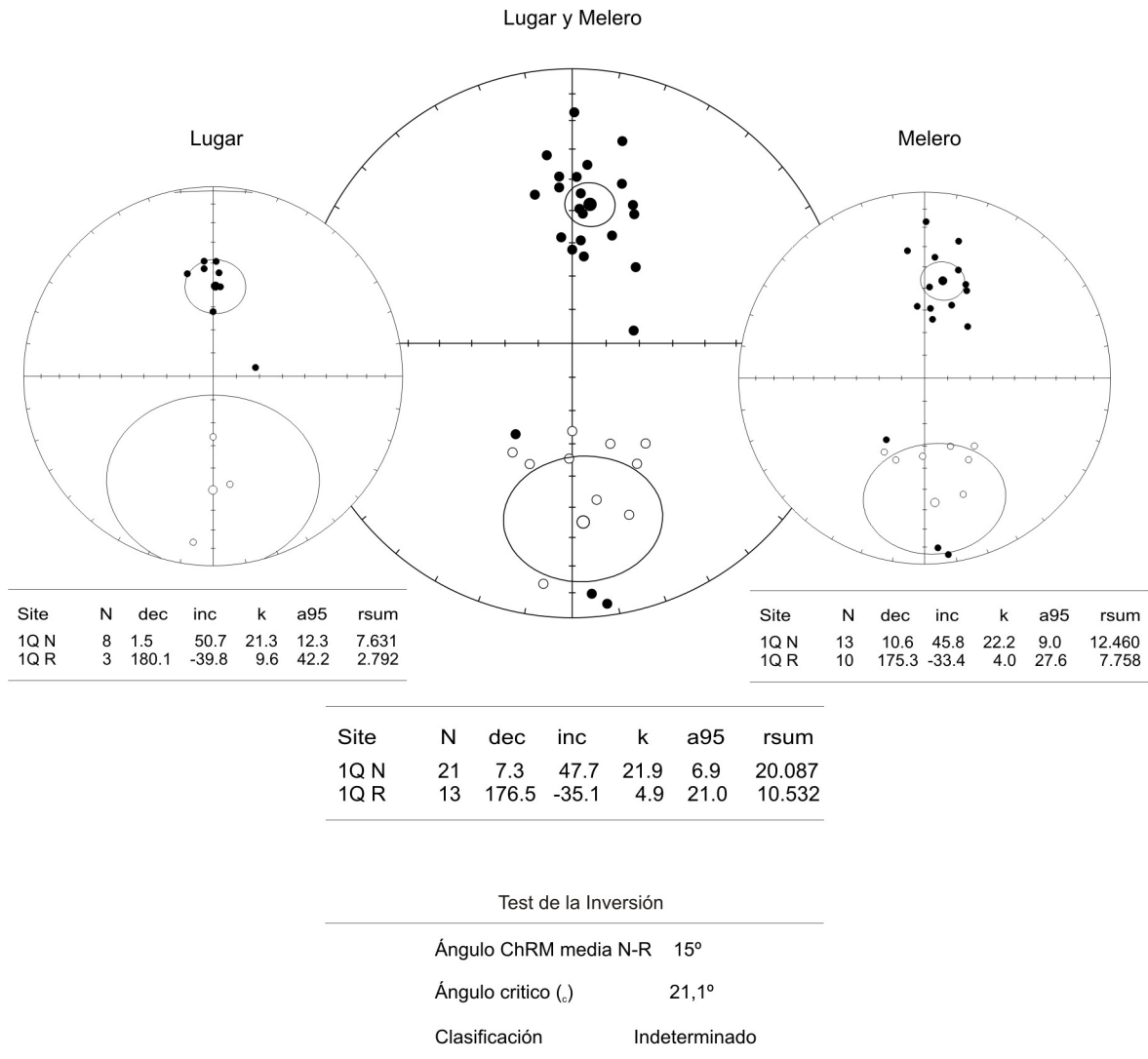
Se ha desmagnetizado térmicamente y caracterizado la magnetización remanente característica (ChRM) de 25 muestras, de ellas 15 presentan una magnetización de polaridad normal y 10 inversa. En la figura 5.33 se exponen los pasos de la rutina de desmagnetización térmica de las muestras de la sección de Lugar mediante diagramas de Zijderveld y la evolución de la NRM total a lo largo del proceso. En ellos se puede observar como una componente de magnetización viscosa y orientación aleatoria queda eliminada en todos los casos en el paso de los 100°C. La mayoría de los diagramas muestra la presencia de una componente secundaria de dirección norte que podemos atribuir al campo magnético actual. La desmagnetización de esta componente se logra a temperaturas variables, el rango más común es entre los 350° y los 400°C. La ChRM de las muestras de sedimento más carbonatado presentan temperaturas de desmagnetización alrededor de 550°C en la mayoría de los casos; sólo algunas muestras se han desmagnetizado a temperatura más baja, en torno a los 450°C. En el caso de las lutitas, la desmagnetización de la componente característica se produce a partir de los 600°C.

Muestras de primera calidad



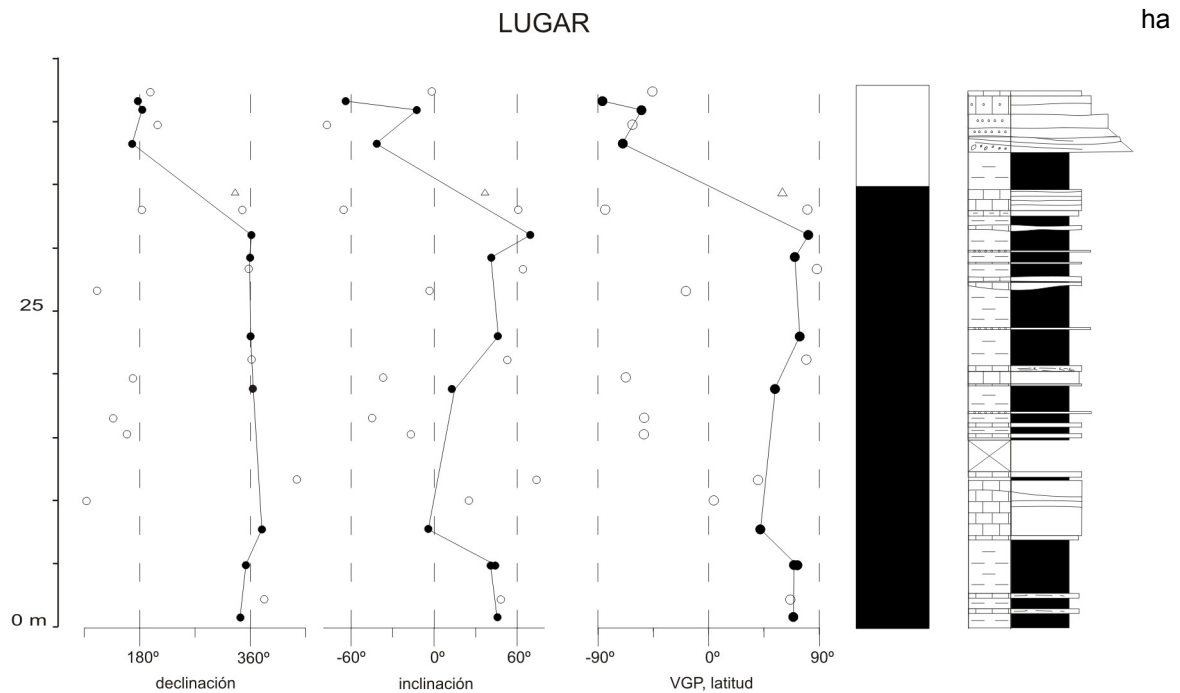
Muestras de segunda calidad

Figura 5.33 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de Lugar. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijderveld representa la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.



*Figura 5.34 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para las secciones de Lugar y Melero. La proyección central representa la suma de las muestras de primera calidad de las dos secciones juntas. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.*

Los datos direccionales de primera calidad disponibles para la sección de Lugar son 11 muestras, de las cuales 8 son de polaridad normal y 3 de polaridad inversa. La magnetización característica presenta una dirección media de 001/51 para la polaridad normal y 180/-40 para la polaridad inversa (fig. 5.34) y unos valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas de  $k= 21,3$  y  $\alpha_{95}= 12,3$  para la polaridad normal y de  $k= 9,6$  y  $\alpha_{95}= 42,2$  para la inversa. En general se trata de valores muy altos, sobre todo los de  $\alpha_{95}$ , lo cual hace que el cálculo, en principio, sea poco fiable. Esto se debe principalmente a que los datos de primera calidad disponibles para el cálculo de la ChRM media, en esta sección, son escasos, ocho para la polaridad normal y tres para la polaridad inversa. El número mínimo recomendado para este cálculo por algunos autores es de al menos diez muestras para cada polaridad (p.ej., Butler, 1992). Por ello se



*Figura 5.35 Magnetoestratigrafía local de la sección de Lugar. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).*

decidido sumar las muestras de primera calidad de esta sección con las de la sección de Melero, que se encuentra geográficamente muy cercana y temporalmente solapada con la parte superior de la sección de Lugar.

Así pues, para la sucesión combinada Lugar-Melero, el número de muestras de primera calidad son 34 (21 de polaridad normal y 13 de polaridad inversa). La magnetización característica presenta de esta forma una dirección media de 007/48 para la polaridad normal y 176/-35 para la polaridad inversa (fig. 5.34). Los valores estadísticos de dispersión y precisión calculados en este caso son de  $k=21,9$  y  $\alpha_{95}=6,9$  para la polaridad normal y de  $k=4,9$  y  $\alpha_{95}=21$  para la polaridad inversa. Estos valores indican que el incremento del número de datos utilizados para el cálculo de las direcciones medias de 8 y 3 a 29 y 24, ha aumentado la precisión y ha disminuido la dispersión al doble y la mitad respectivamente. A los datos direccionales utilizados para calcular la ChRM media de la población de datos de la sección combinada Lugar-Melero se les ha aplicado el test de la inversión. El ángulo formado entre las direcciones medias normal e inversa ( $\gamma_o$ ) es de  $15^\circ$  y el ángulo crítico ( $\gamma_c$ ) es de  $21,1^\circ$ . Así pues, el test ha resultado positivo ( $\gamma_o < \gamma_c$ ), pero la clasificación es indeterminada ya que  $\gamma_c > 20^\circ$ , las ChRM medias calculadas pueden ser consideradas antipodales y las polaridades calculadas para las muestras primarias y estables.

La magnetoestratigrafía de la sección de Lugar (fig. 5.35) presenta una inversión neta que puede considerarse un cambio de polaridad magnética. El patrón magnético es un dominio de polaridad normal con un intervalo corto de polaridad inversa a techo de la sección.



### 5.4.2. Sección de Melero

Melero (fig. 3.23) es una sección geográficamente muy próxima a la de Lugar y que estratigráficamente solapa su parte inferior con la superior de ésta, por lo que a efectos magnetoestratigráficos podría considerarse como un único registro; se ha decidido estudiarlas como dos secciones distintas por criterios estratigráficos y sedimentológicos. En este sentido Melero representa la irrupción de un sistema aluvial en el sistema lacustre dominante en la sección de Lugar. La litología mayoritaria en Lugar, las calizas, se ha reducido a un 28% en Melero, mientras que litologías como las lutitas rojas y las areniscas rojas, en Lugar apenas un 10%, han aumentado hasta constituir el 50% de las muestras en Melero. Esta sección consta de 54 metros, donde se han analizado 36 muestras obtenidas en 24 estaciones. Al igual que en todas las secciones anteriores, se ha medido la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural de todas las muestras.

La susceptibilidad magnética ( $K$ ) media inicial presenta valores que varían entre  $3 \times 10^{-6}$  y  $7672 \times 10^{-6}$ , pero su promedio es de  $239 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional), algo mayor que el de la sección de Lugar, lo cual es coherente con la mayor abundancia de muestras de sedimentos de origen aluvial, donde dominan las facies rojas que pueden contener una mayor abundancia en minerales de alta susceptibilidad magnética, presumiblemente hematites. En la figura 5.36 se exponen los distintos valores de  $K$  inicial y NRM de las muestras analizadas en la sección. En la gráfica se diferencian dos grupos de valores dependiendo de las facies de las muestras analizadas: el grupo de mayor susceptibilidad lo constituyen las asociadas a las facies de areniscas, que en este caso están representadas por un depósito de canal aluvial que se intercala en los depósitos de las facies lacustres someras que constituyen el resto de la sección, cuyas muestras presentan valores de susceptibilidad más bajos, con una marcada tendencia a disminuir su valor hacia techo de la sección. Así pues, tenemos mayor susceptibilidad cuando se encuentran presentes sedimentos detríticos de origen aluvial que cuando los dominantes son sedimentos de naturaleza lacustre (tabla 5.9).

La magnetización remanente natural (NRM) de esta sección tiene un valor promedio de  $3640 \times 10^{-6}$  A/m, con muestras cuya NRM varía entre  $4 \times 10^{-6}$  A/m y  $16220 \times 10^{-6}$  A/m. En la figura 5.36 se observa una tendencia en la variación de los valores de NRM a lo largo de la sección coherente con la de  $K$ . Las muestras extraídas en los tramos Melero I, II y III, presentan valores más altos de NRM, generalmente por encima de  $20000 \times 10^{-6}$  A/m, mientras que en el tramo Melero IV los valores están todos por debajo de  $10000 \times 10^{-6}$  A/m. Sin embargo, la cantidad de NRM adquirida por las calizas es sensiblemente superior a la adquirida por las lutitas grises y marrones pese a presentar valores de  $K$  inferiores, seguramente debido a un mayor contenido en magnetita, ya que las muestras de lutitas grises y marrones contienen en todos los casos hematites, mientras que las calizas solo en algunos casos, como se verá en las desmagnetizaciones térmicas progresivas (fig. 5.37).

Se ha desmagnetizado térmicamente y caracterizado la magnetización remanente característica (ChRM) de 28 muestras (13 presentan una magnetización de polaridad normal y 15 inversa). En la figura 5.37 se muestran varios ejemplos de la desmagnetización térmica progresiva de la NRM total (diagramas de Zijderveld) en las muestras de Melero. En la mayor parte de ellas se

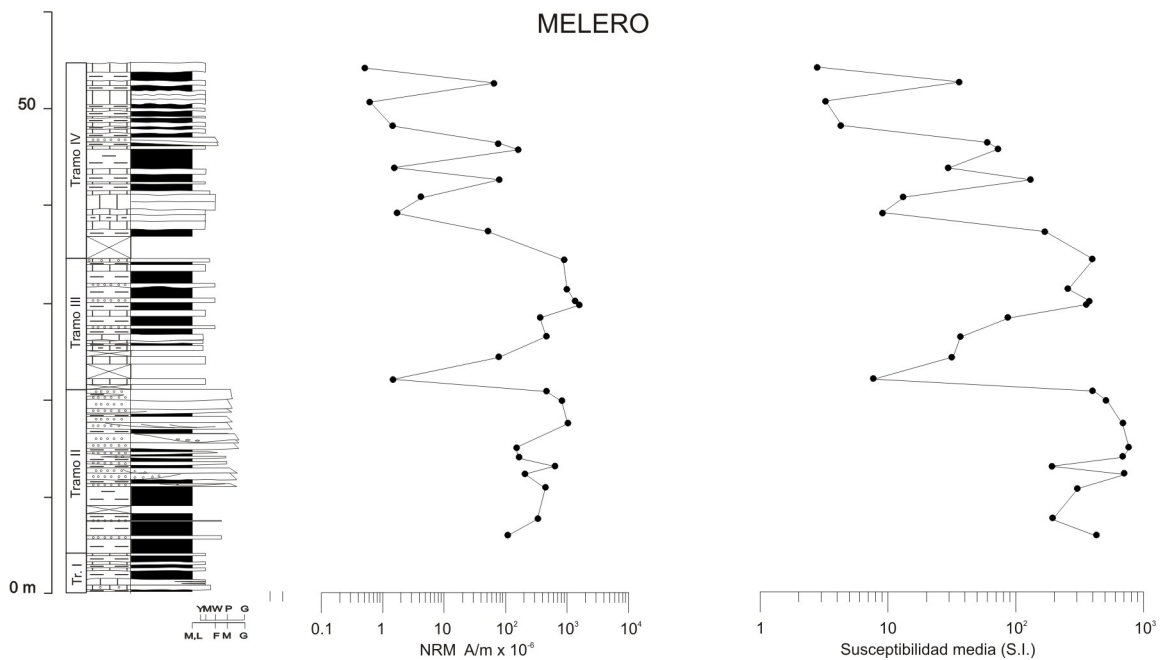


Figura 5.36 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Melero.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$1616 \times 10^{-6}$	$60 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$268 \times 10^{-6}$	$89 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$798 \times 10^{-6}$	$130 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$7250 \times 10^{-6}$	$386 \times 10^{-6}$
Arenisca roja	$4866 \times 10^{-6}$	$458 \times 10^{-6}$

Tabla 5.9 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Lugar.

observa una componente viscosa de orientación aleatoria adquirida durante el muestreo o manipulación de las muestras, que como es habitual se desmagnetiza a 100°C. Una segunda componente norteada, que parece responder al campo actual, se elimina mayoritariamente a temperaturas entre 350° y 400°C, aunque en algunos casos esta segunda componente no queda desmagnetizada hasta 450 o incluso 500°C. Finalmente, una componente de más alta temperatura (ChRM) presenta predominantemente dos patrones de comportamiento. En unos casos las muestras pierden su remanencia entre 550 y 600°C (calizas o areniscas grises), en otros la señal magnética se pierde a más de 650°C, es el caso de las lutitas y las areniscas más rojas. Sólo ocasionalmente, algunas muestras de caliza quedan desmagnetizadas completamente alrededor de 450°C.

Los datos direccionales de primera calidad disponibles en la sección de Melero son de 23 muestras, de las cuales 13 son de polaridad normal y 10 de polaridad inversa. La magnetización característica presenta una dirección media de la polaridad normal de 010/46 y 172/-44 para la

Muestras de primera calidad

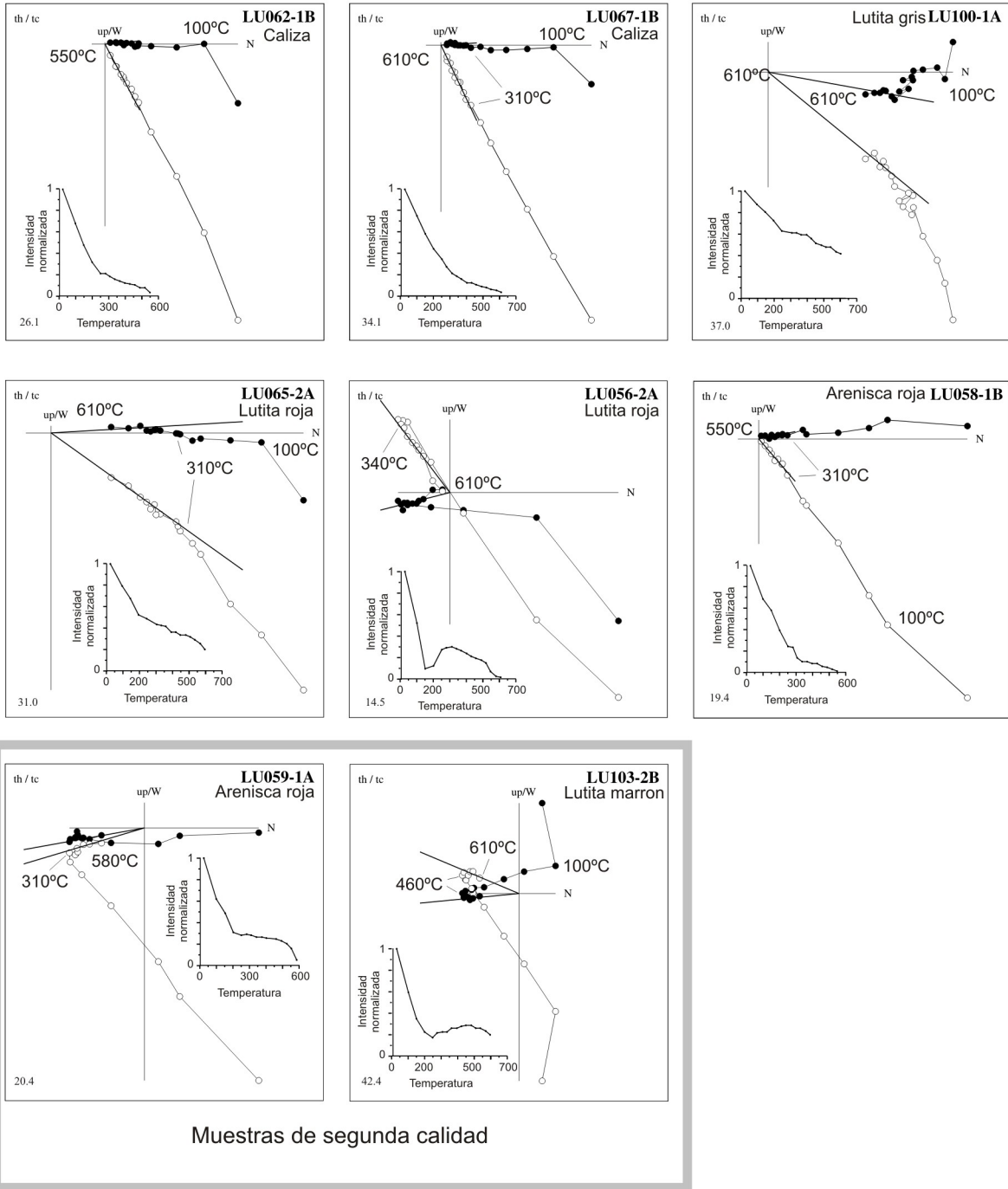
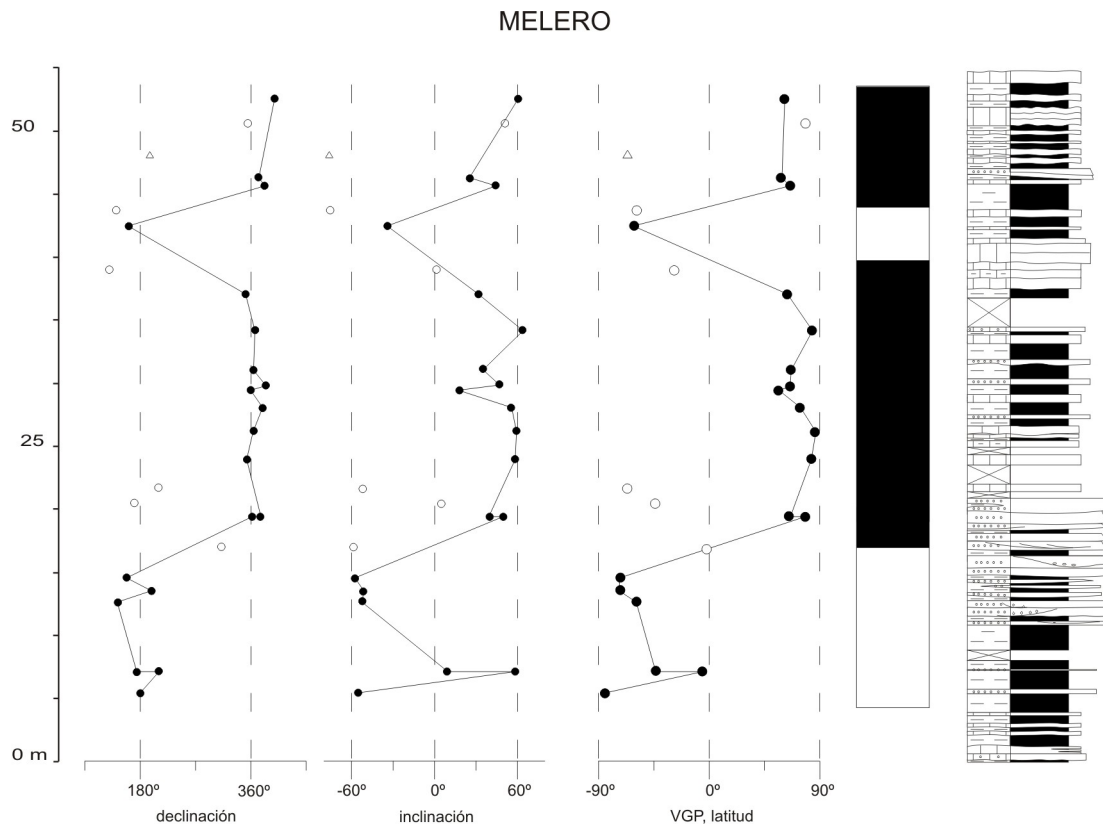


Figura 5.37 Ejemplos de diagramas de desmagnetización de proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de Melero. Los círculos negros corresponden a datos de declinación medida en cada paso de la rutina de desmagnetización térmica, mientras que los círculos blancos indican medidas de inclinación. Junto a cada diagrama de Zijderveld se adjunta una gráfica de desmagnetización en la que se representa la intensidad de la NRM en cada paso de temperatura.



*Figura 5.38 Magnetoestratigrafía local de la sección de Melero. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).*

inversa (fig. 5.34). Los parámetros estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas son:  $k$  tiene un valor de 23,4 para la polaridad normal y 3,3 para la polaridad inversa,  $\alpha_{95}$  presenta valores de 8,4 y 25,8 para polaridad normal e inversa respectivamente. Como se ha dicho anteriormente, el bajo número de muestras hace que los valores de  $k$  y  $\alpha_{95}$ , indicadores de la dispersión de los datos y la precisión de los mismos, sean demasiado altos para que los cálculos de la ChRM sean fiables, por lo que se han sumado las muestras de primera calidad de las secciones de Lugar y Melero (ver sección de Lugar, apartado 5.4.1).

La magnetoestratigrafía de la sección de Melero (fig. 5.38) presenta 6 magnetozonas. Su rasgo más característico es la amplia magnetozona normal que ocupa la mitad de la sección, por debajo se presenta una magnetozona inversa más corta y por encima tiene una pareja de magnetozonas inversa-normal de extensión también más corta. El resto de la sección (el inicio de la misma) presenta polaridad inversa. Este patrón es coherente con la parte superior de la sección de Lugar, también de polaridad inversa, ya que ambas secciones se solapan estratigráficamente en estos tramos.

### 5.4.3 Sección de Umbría Alta

La sección de Umbría Alta (fig. 3.24) registra la retrogradación general de un sistema aluvial, desde un sub-ambiente aluvial proximal (tramo I) hasta un sub-ambiente distal (tramos II y III), seguido de un sub-ambiente aluvial medio (tramo V) con intercalaciones de episodios lacustre-palustres (tramo IV y tramo VI). Así pues, en estas condiciones de dominio aluvial la litologías más comunes de las muestras obtenidas han sido las de lutitas rojas (58%) y lutitas marrones (23%). Para cubrir las facies aluviales más proximales se ha optado por muestrear en areniscas rojas (6%). Finalmente, las facies lacustres se han cubierto con muestras de caliza (11%) y lutitas grises (2%). Se han analizado 117 muestras obtenidas en 114 estaciones a lo largo de los 222 metros de la sección. De todas ellas se ha medido la susceptibilidad magnética y la magnetización remanente natural.

La susceptibilidad magnética (K) inicial presenta un promedio de  $1901 \times 10^{-6}$  (Sistema Internacional), la cual es la mayor, con mucho, de todas las sucesiones estudiadas. La figura 5.39 muestra los distintos valores de susceptibilidad inicial y magnetización remanente natural (NRM) a lo largo de la sección. En la gráfica se puede observar que durante los 130 primeros metros de la sección, correspondiente a un ambiente aluvial (tramos I a III), los valores de K muestran una gráfica más estable. En este intervalo los valores de K son más altos y se deben a la litología muestreada en estos tramos, principalmente lutitas rojas y también lutitas marrones y areniscas rojas (tabla 5.10). En los tramos IV y V, donde los ambientes aluvial y lacustre se intercalan, comienza a producirse una caída progresiva de los valores de K hacia techo. En este intervalo, donde también han sido obtenidas muestras de calizas y lutitas y margas grises, existe una marcada heterogeneidad en las susceptibilidades según la litología; aun con todo, las muestras de lutitas rojas y marrones también presentan valores menores de K. En el tramo VI los valores de K son todavía más bajos, todas las muestras son calizas muy bioturbadas producidas en un sistema lacustre-palustre.

La intensidad de la NRM media obtenida para la sección de Umbría Alta es de  $25576 \times 10^{-6}$  A/m, los valores de las muestras varían entre  $16 \times 10^{-6}$  A/m y  $140749 \times 10^{-6}$  A/m. En la figura 5.39 se observan las diferencias de NRM a lo largo de la sección. Existe correlación entre los datos de intensidad de la NRM y los valores de K. Así pues, al igual que en el caso de la susceptibilidad, se encuentran valores más altos de intensidad de la NRM en los tres primeros tramos, mientras que en los tres últimos tramos la NRM va descendiendo progresivamente.

En la sección de Umbría Alta se ha podido desmagnetizar térmicamente y obtener una medida de la magnetización característica (ChRM) de 116 muestras, obteniéndose que 38 muestras presentan una magnetización de polaridad normal y 78 de ellas inversa. La desmagnetización térmica revela que la NRM total se compone habitualmente de tres componentes (fig. 5.40). Es frecuente la presencia de una componente viscosa de orientación aleatoria, que en la mitad de las muestras desaparece al exponerlas a  $100^\circ$  C de temperatura; unas pocas muestras necesitan  $150^\circ$ C y el resto han de alcanzar los  $200^\circ$ C para que esta componente quede desmagnetizada. La segunda componente de la NRM queda eliminada en la mayoría de los casos entre  $350$  y  $400^\circ$ C, en algunos casos hace falta alcanzar el paso de  $450^\circ$ C. En cuanto a la componente característica (ChRM), la mayor parte de las muestras pierden su remanencia a más de  $650^\circ$  C, en muchos casos

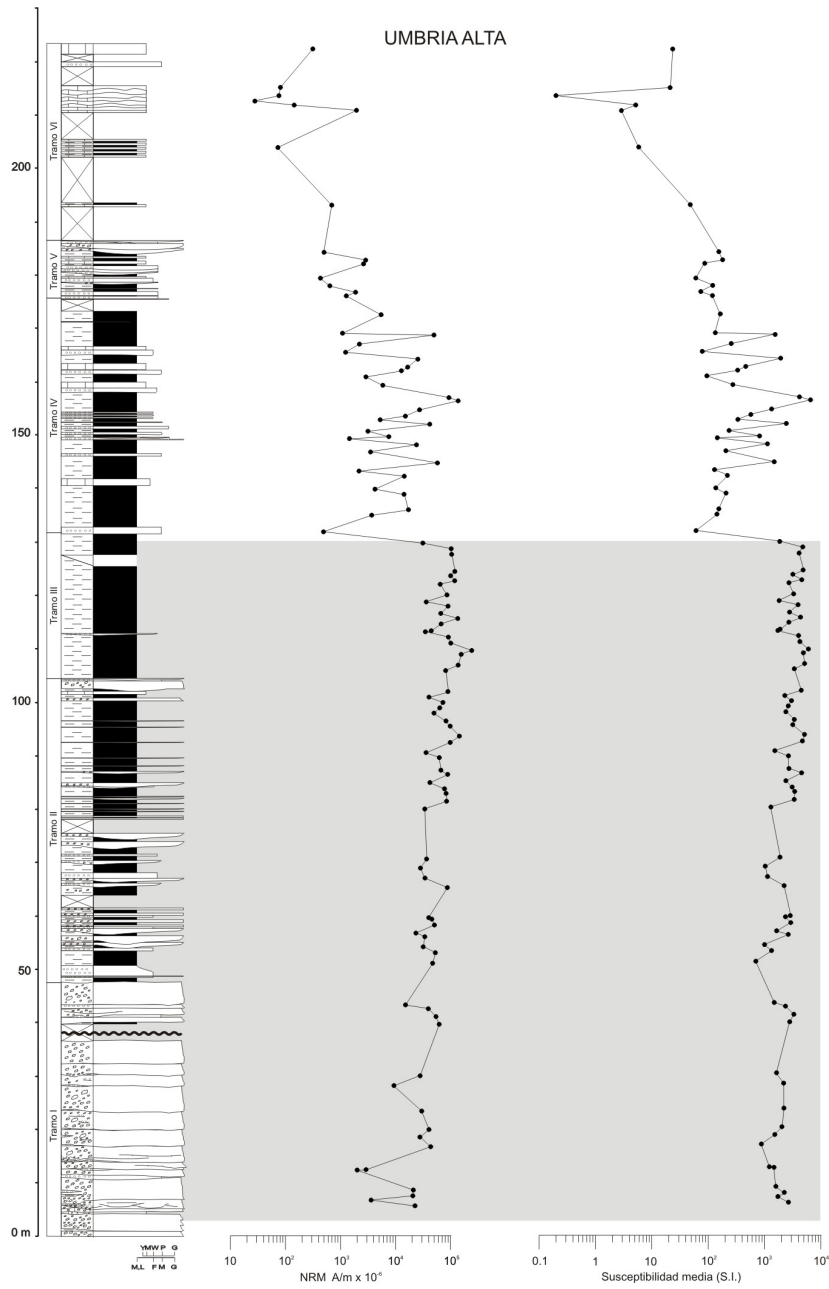


Figura 5.39 Evolución de la NRM y de la susceptibilidad media inicial de la sección de Umbría Alta. La banda gris indica el tramo aluvial que arroja valores más altos de K y NRM.

Litología	NRM (A/m)	K media (s.i.)
Caliza	$2449 \times 10^{-6}$	$226 \times 10^{-6}$
Lutita gris	$1950 \times 10^{-6}$	$141 \times 10^{-6}$
Lutita marrón	$14638 \times 10^{-6}$	$1046 \times 10^{-6}$
Lutita roja	$36273 \times 10^{-6}$	$2618 \times 10^{-6}$
Arenisca roja	$16273 \times 10^{-6}$	$2010 \times 10^{-6}$

Tabla 5.10 Valores promedio de NRM y K media según el tipo de litología de la sección de Umbría Alta.

Muestras de primera calidad

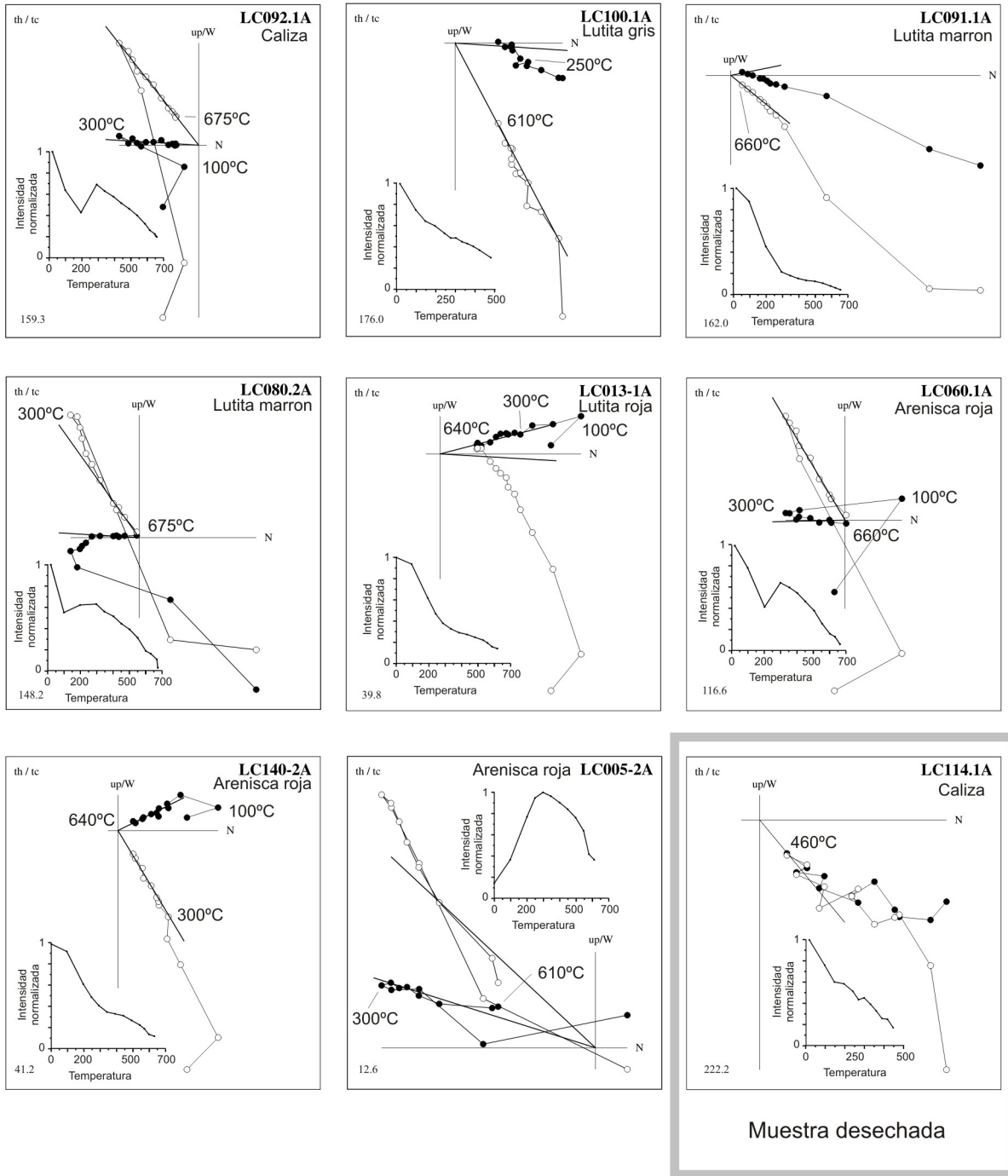
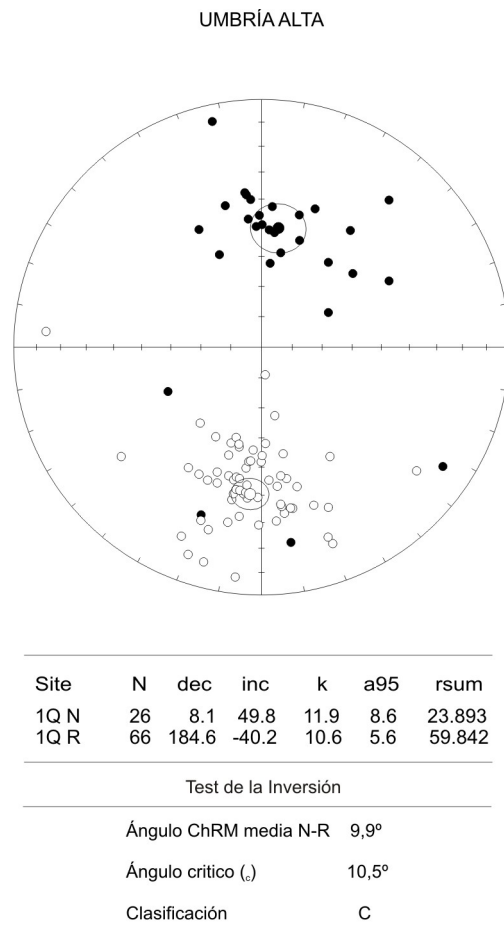


Figura 5.40 Ejemplos de diagramas de desmagnetización en proyección ortogonal o diagramas de Zijderveld de la sección de Umbría Alta. Los círculos negros representan cada uno de los pasos de la rutina de desmagnetización correspondientes a la declinación, mientras que los círculos blancos indican los sucesivos pasos de la medida de la inclinación. La gráfica adjunta a cada diagrama de Zijderveld muestra la intensidad de la NRM medida en cada paso de temperatura de la rutina de desmagnetización.

680° C. Sólo muestras de la parte superior de la sección, todas ellas calizas nodulizadas, quedan desmagnetizadas por debajo de 500° C. El último tramo ha sido excluido del estudio por la mala calidad que ha demostrado la desmagnetización de las muestras.

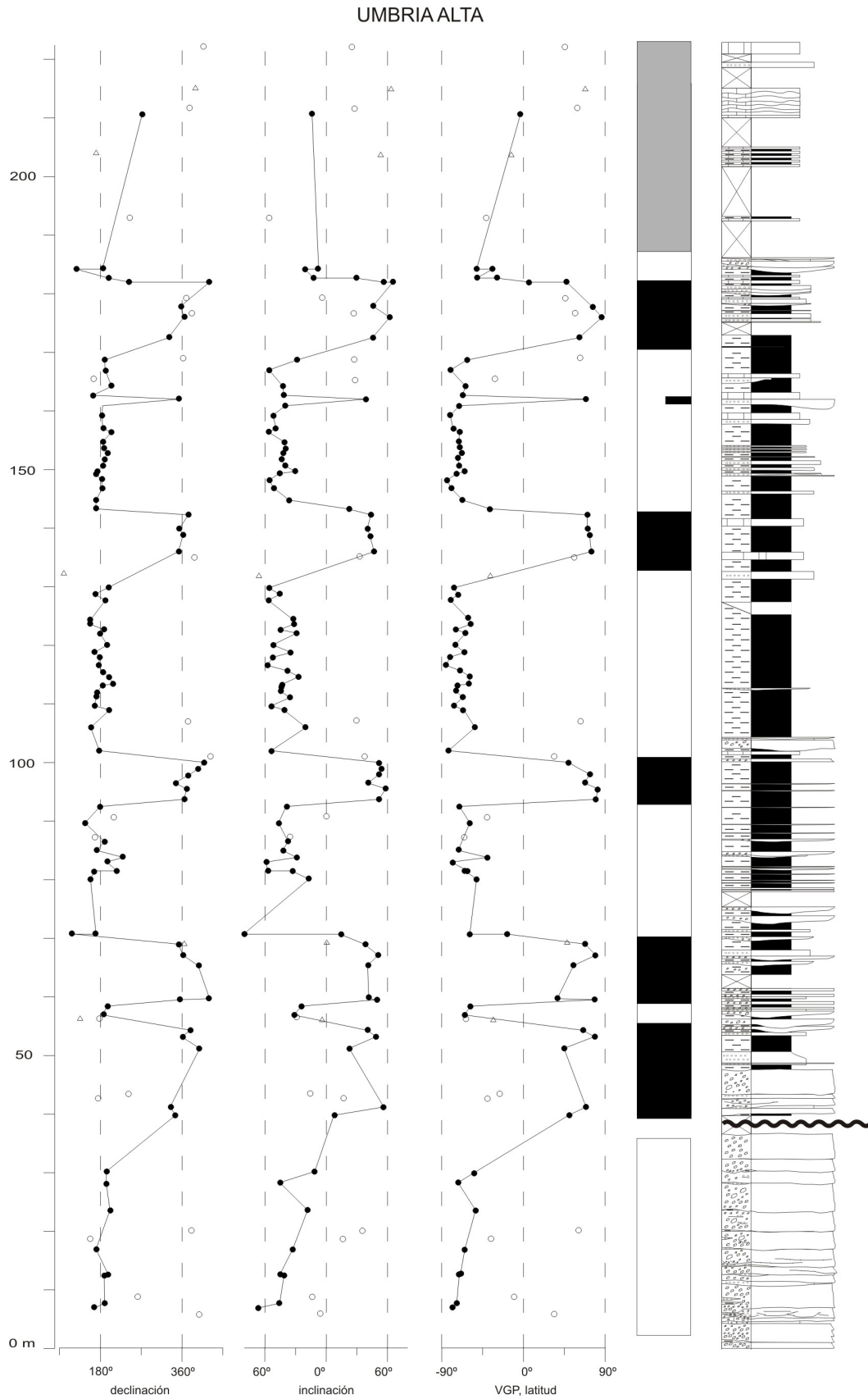
Con los datos direccionales de primera calidad, 116 muestras de las cuales 38 son de polaridad normal y 78 son muestras de polaridad inversa, se ha calculado la magnetización característica media de la sección, que presenta una dirección media de la polaridad normal de 008/50 y una dirección de 184/-40 para la inversa (fig. 5.41). Observamos pues que el error de inclinación media de la magnetización de esta sección es de unos 6° para la polaridad normal y unos 16° para la inversa. Los valores estadísticos de dispersión y precisión de las direcciones calculadas son:  $k$  tiene un valor de 11,9 para la polaridad normal y 10,6 para la inversa,  $\alpha_{95}$  presenta valores de 8,6 y 5,6 para polaridad normal e inversa respectivamente. Tras aplicar el test de la inversión, el ángulo formado entre las direcciones medias normal e inversa ( $\gamma_0$ ) es de 12,1°, mientras que el ángulo crítico ( $\gamma_c$ ) es de 7,9°. Así pues, para la sección de Umbría Alta, el test ha resultado positivo ( $\gamma_0 < \gamma_c$ ) con una clasificación C ( $20 > \gamma_c > 10$ ), por lo que consideramos que la dirección media de las ChRM de muestras de polaridad normal es antípoda a la de las muestras de polaridad inversa y podemos considerar su polaridad estable.

Los valores de la declinación y de la inclinación de la ChRM y de latitud de los VGP de la sección de Umbría Alta representados en la figura 5.42 indican que en esta sección se producen 10 inversiones. El rasgo más característico del patrón magnético es la presencia de una extensa magnetozona normal seguida de una magnetozona inversa corta y otra magnetozona normal de la mitad de extensión que la primera. Entre los metros 37 y 38 se ha localizado una discordancia angular que conlleva una laguna estratigráfica de un mínimo de 60 metros (ver apartado 3.4), la cual deja descolgada la primera magnetozona (inversa) del resto del patrón magnético, e incierto el comienzo de la segunda magnetozona (normal). En la novena magnetozona (inversa) se ha reconocido una inversión que únicamente está registrada por una única muestra normal, por lo que no la hemos considerado un cambio de polaridad verdadero.



*Figura 5.41 Proyección estereográfica equiareal de las direcciones características calculadas con muestras de primera calidad para la sección de Umbría Alta. Los círculos negros representan direcciones proyectadas en el hemisferio superior del estereograma, los círculos blancos representan direcciones proyectadas en el hemisferio inferior del estereograma.*





*Figura 5.42 Magnetoestratigrafía local de la sección de Umbría Alta. Los círculos negros (blancos) indican datos de primera (segunda) calidad. Las bandas negras (blancas) corresponden a polaridad normal (inversa).*

## 5.5 CORRELACIÓN DEL SUBSECTOR SIERRA DE ALCUBIERRE

Se ha realizado la correlación entre las cuatro secciones estratigráficas estudiadas. Para ello se han usado criterios estratigráficos y magnetoestratigráficos; además se ha comprobado si los datos bioestratigráficos disponibles son coherentes con esta correlación (fig. 5.43).

No se ha encontrado ninguna evidencia de discontinuidades estratigráficas en el área de estudio de este subsector (Arenas, 1993; Luzón, 2001), por lo que hay que asumir que las secciones presentan una sedimentación continua.

Como ya se señaló anteriormente, Arenas (1993) estableció la correlación física de las sucesiones de Lanaja y San Caprasio mediante seguimiento de líneas de capa. Así pues, correlaciona y precisa la situación del límite de las UTS T5 y T6 en ambas secciones. Durante la realización de la presente investigación se ha establecido la correlación entre la parte superior de la sección de Albalatillo y la inferior de la sección de Lanaja mediante fotogeología. También se ha estudiado la correlación entre las secciones de Ontiñena y Albalatillo en fotografía aérea. De esta forma se conoce el solapamiento entre las secciones de Albalatillo, Lanaja y San Caprasio. Se ha encontrado que entre la parte superior de Ontiñena y la inferior de Albalatillo existe un salto de aproximadamente 20-30 metros. Las condiciones de afloramiento de la zona no son favorables para continuar el muestreo magnetoestratigráfico y cubrir así la conexión entre ambas secciones.

La magnetoestratigrafía local obtenida de las secciones de la Sierra de Alcubierre permite ajustar la correlación integrando la información estratigráfica y la magnetoestratigráfica (fig. 5.43). En la figura se observa que el solape entre las secciones de Albalatillo y Lanaja, que se produce entre los sedimentos pertenecientes a abanicos aluviales distales en Lanaja y este mismo origen, pero intercalados con sedimentos lacustres carbonatados en Albalatillo, es solamente de unos 15 metros, y que en este intervalo no se registra ninguna inversión magnética (la polaridad magnética de este intervalo es normal). Por otro lado, el solape entre las secciones Lanaja y San Caprasio es mayor, al menos 50 metros, y se produce entre sedimentos lacustres en ambas secciones, pero en la caso de Lanaja son carbonatados mientras que en San Caprasio son esencialmente evaporíticos. La definición de la polaridad magnética en la base de la sección de San Caprasio es deficiente entre los metros 30 y 55, coincidiendo con el límite T5/T6, y por tanto con el cambio de litologías yesíferas a facies calizas y margosas; a partir de aquí, la calidad de la señal magnética es notablemente superior. El techo de la sección de Lanaja también muestra cierta indeterminación en la polaridad de alguna de sus magnetozonas; sin embargo podemos asumir que la sección magnetoestratigráfica culmina con una sucesión de varias magnetozonas cortas (3 normales y 2 inversas) tras un largo tramo de polaridad inversa. Y podemos optar por correlacionar los últimos tres metros de polaridad normal en Lanaja con el tramo normal tras la zona de polaridad indeterminada de la parte inferior de San Caprasio. De momento, hasta correlacionar la sucesión magnetoestratigráfica de la Sierra de Alcubierre con la Escala de Polaridad Geomagnética (GPTS) y poder calcular tasas de sedimentación, es precipitado intentar correlacionar el tramo inferior de polaridad inversa de San Caprasio con alguna de las magnetozonas inversas de la parte superior de Lanaja. Por lo tanto, encontramos que la peor definición magnética de las cuatro secciones se sitúa en uno de los tramos más relevantes de la serie combinada de la Sierra de Alcubierre, tanto por ser punto de unión entre dos secciones, como por coincidir con el límite entre las UTS T5 y T6.

Las localidades de microvertebrados localizadas en la Sierra de Alcubierre son coherentes con la correlación anterior, ya que su situación estratigráfica no presenta discrepancias con su posición relativa en las escalas biocronológicas (figs. 4.2 y 5.43)

En resumen, la sucesión conjunta de la Sierra de Alcubierre supone un registro magnetoestratigráfico casi continuo de cerca de 800 m, obtenidos por la combinación de cuatro secciones situadas sobre una traza de 60 km de longitud que cubre el subsector de Alcubierre de este a oeste, desde uno de sus puntos más bajos, junto al río Alcanadre, y el punto más elevado de toda la sierra, en el pico de San Caprasio. Esta sucesión incluye sedimentos pertenecientes a cuatro unidades genéticas (UTS T4 a T7).

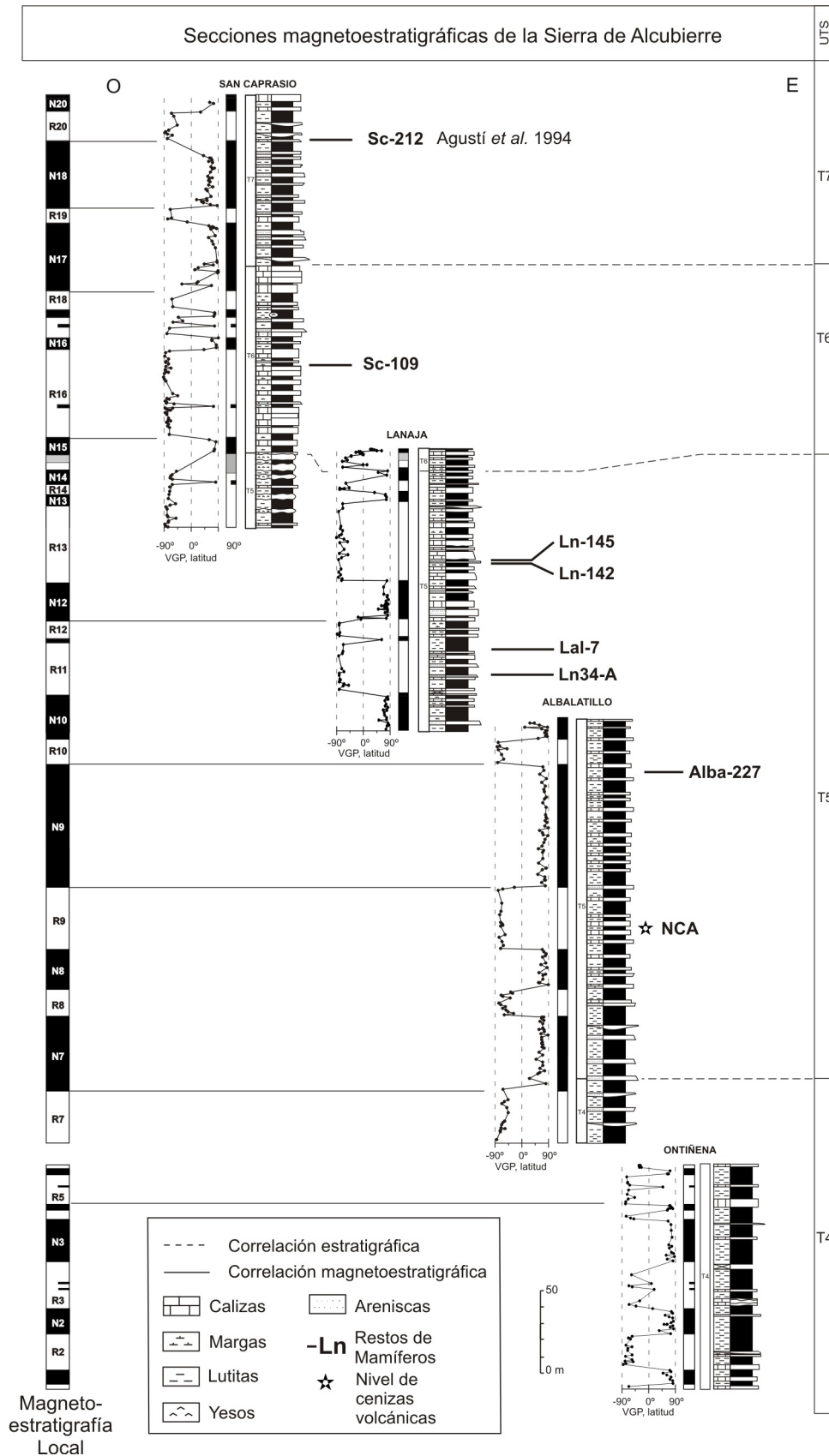


Figura 5.43 Secuencia de polaridad magnética compuesta para la Sierra de Alcubierre con las localidades de mamíferos y el nivel NCA situados en las secciones estudiadas.

### 5.6 CORRELACIÓN DEL SUBSECTOR MONTES DE CASTEJÓN

En los Montes de Castejón se han estudiado dos secciones situadas a 10 Km de distancia una de otra (fig. 5.44). Castillo de Sora cubre las primeras estratificaciones en el Noroeste de los Montes de Castejón, mientras que Esteban, en la parte central de los mismos, cubre la parte más elevada.

Como en el caso de la Sierra de Alcubierre, Arenas (1993) ya había realizado trabajos estratigráficos y sedimentológicos previos. En ellos, y en los realizados en este trabajo, no se han encontrado evidencias de discontinuidades estratigráficas. A partir de correlación fotogeológica se pone de manifiesto que entre la parte superior de Castillo de Sora y la inferior de Esteban se produce un solapamiento de cerca de 30 metros de sucesión (Arenas, 1993). En este intervalo, correspondiente a sedimentos lacustres carbonatados en ambas secciones, con algunos niveles evaporíticos asociados en el caso de Castillo de Sora, se sitúa el límite de las unidades tectosedimentarias (UTS) T5 y T6.

El registro magnetoestratigráfico obtenido de las secciones de Castillo de Sora y Esteban es concordante con la correlación estratigráfica (fig. 5.44), ya que el punto de correlación, el límite T5/T6 en las dos secciones, se produce en una magnetozona de polaridad normal; tras esta magnetozona en ambas secciones se encuentra una inversión, que en el caso de Castillo de Sora es la última de la sección, que termina con unos 15 m de polaridad inversa, mientras que en Esteban, tras la magnetozona normal con que comienza la sección (y donde se sitúa el límite T5/T6) se reconoce una larga magnetozona de polaridad inversa.

En los Montes de Castejón no se ha localizado ningún yacimiento paleontológico que pueda aportar información bioestratigráfica útil para apoyar esta correlación.

Así pues, en la sucesión conjunta Castillo de Sora-Esteban tenemos un registro magnetoestratigráfico continuo de 230 metros, que cubre el subsector de los Montes de Castejón conteniendo sedimentos pertenecientes a dos unidades genéticas (UTS T5 y T6).

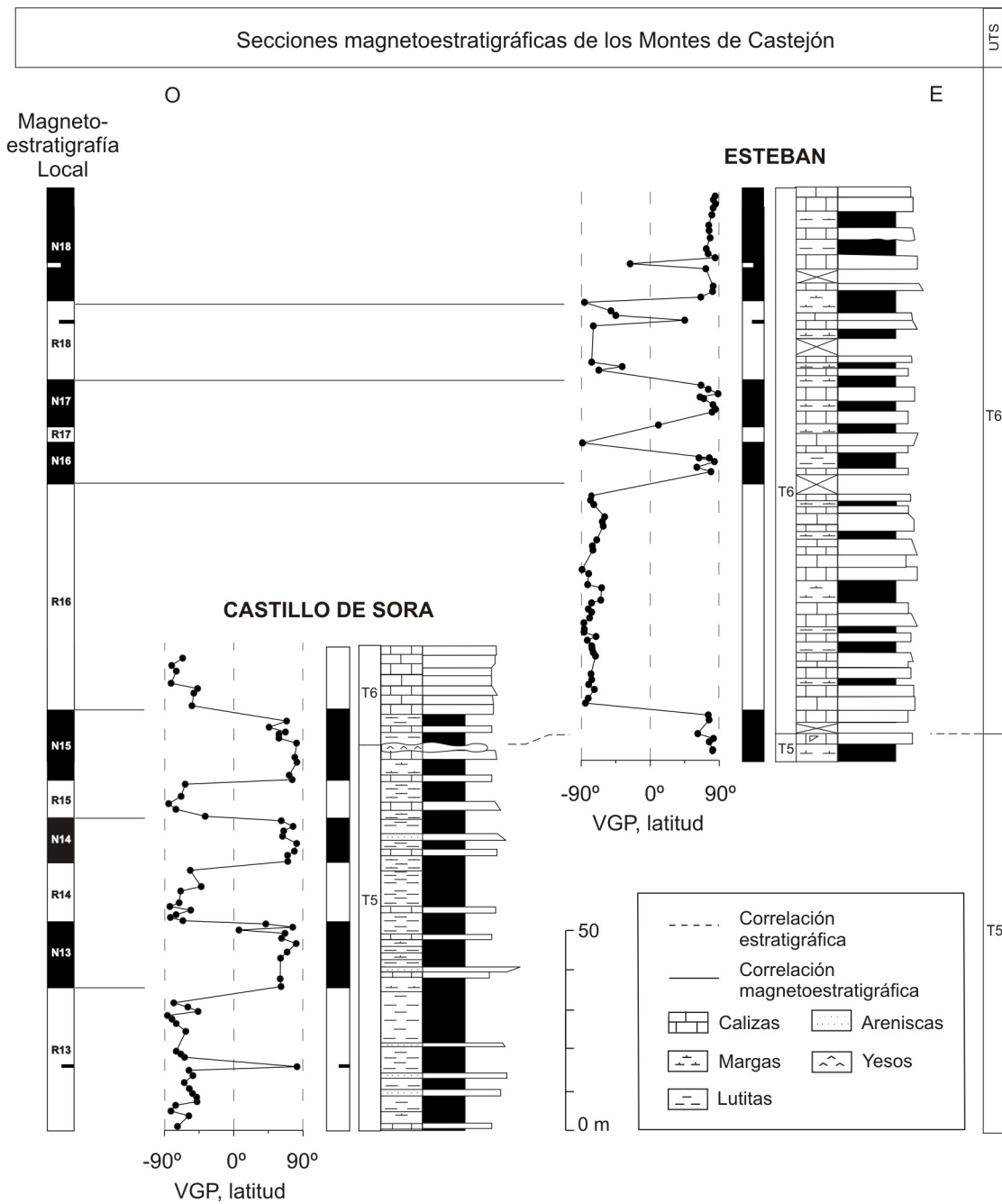


Figura 5.44 Secuencia de polaridad magnética compuesta para los Montes de Castejón.

### 5.7 CORRELACIÓN DEL SUBSECTOR TARAZONA-BORJA

En el área de Tarazona-Borja se han levantado tres secciones: Lugar, Melero y Umbría Alta. Entre las secciones de Lugar y Melero media una distancia de menos de 1 Km, por lo que se ha podido realizar una correlación muy precisa siguiendo varios estratos que conectan la parte más alta de Lugar con el comienzo de Melero. La distancia entre las secciones de Lugar y Melero y la sección de Umbría Alta es de unos 13 Km, pero la topografía y el afloramiento de los materiales de esta área han obligado a realizar la correlación entre ellos por una traza de algo más de 24 Km (fig. 3.17). Para ello se ha usado la fotogeología, pero también se han seguido los estratos físicamente en el campo. De ello se concluye que la parte más alta de Melero se correlaciona con las últimas capas de conglomerados masivos del tramo I de la sección de Umbría alta. Por tanto, la mayor parte de la sucesión de Tarazona-Borja cubierta por las secciones de Lugar y Melero es equivalente o queda por debajo de la laguna estratigráfica asociada a la discordancia angular del Barranco de Peña Blanca (ver apartado 3.4). Los primeros 35 m de la sección de Umbría Alta (de polaridad inversa) quedan desconectados del resto de la sucesión en este subsector.

Con esta correlación las localidades de microvertebrados presentes en el subsector Tarazona-Borja muestran una situación estratigráfica sin discrepancias con su posición relativa en las escalas biocronológicas (figs. 4.3 y 5.45), por lo que la correlación propuesta es coherente desde el punto de vista bioestratigráfico.

En resumen, excluyendo el intervalo por debajo de la discordancia del Barranco de Peña Blanca, la sucesión muestra un registro magnetoestratigráfico continuo de aproximadamente 230 metros, que cubre los sedimentos del sector Tarazona-Borja que forman la parte superior de la UTS T6 y buena parte de la unidad T7. Por otro lado, tampoco se han considerado los 40 m del techo de la sección de la Umbría Alta, ya que contiene numerosos tramos cubiertos y la desmagnetización de las muestras recogidas en los tramos accesibles no se ha considerado de suficiente calidad para obtener direcciones de la ChRM consistentes.







# **CAPÍTULO 6**

## **CORRELACIÓN E**

### **IMPLICACIONES**



## Capítulo 6

# CORRELACIÓN E IMPLICACIONES

### **6.1 CORRELACIÓN DEL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO CON LA ESCALA DE TIEMPO DE POLARIDAD GEOMAGNÉTICA (GPTS)**

En el sector Central de la Cuenca del Ebro se han elaborado 9 secciones magnetoestratigráficas distribuidas en tres subsectores (fig. 3.1). En el subsector Sierra de Alcubierre se han estudiado cuatro secciones (Ontiñena, Albalatillo, Lanaja y San Caprasio) que han sido correlacionadas entre sí por métodos estratigráficos y magnetoestratigráficos; además, se ha comprobado que los datos bioestratigráficos disponibles eran coherentes con esta correlación (fig. 5.43). Asimismo, se ha realizado la correlación de las secciones de Montes de Castejón (secciones de Castillo de Sora y Esteban, fig. 5.44) y del área de Tarazona-Borja (secciones de Lugar, Melero y Umbría Alta, fig. 5.45). De estas correlaciones se desprende que tenemos tres sucesiones compuestas de 800 m (Sierra de Alcubierre) 230 m (Montes de Castejón) y 230 m (Tarazona-Borja).

En este apartado se han correlacionado las secuencias de polaridad magnética de la Sierra de Alcubierre, Montes de Castejón y Tarazona-Borja entre sí y con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS, fig. 6.1); se ha utilizado como referencia la nomenclatura de Cande y Kent (1995) y la calibración astronómica ATNTS2012 (Astronomically Tuned Neogene Time Scale 2012; Gradstein *et al.*, 2012).

#### **6.1.1 Sierra de Alcubierre**

La sucesión magnetoestratigráfica compuesta más extensa es la de la Sierra de Alcubierre, que alcanza los 800 m, en la cual se han diferenciado 40 magnetozonas. Esto supone un registro

magnético lo suficientemente extenso y característico como para propiciar una correlación única e independiente con la GPTS. Arenas (1993), mediante la metodología del Análisis Tectosedimentario, correlaciona las UTS de la Sierra de Alcubierre con las reconocidas en el margen sur de la Cuenca del Ebro, y apunta que la Sierra de Alcubierre se sitúa en el Mioceno Inferior y Medio. Esta asignación temporal se basa sobre todo en varios yacimientos paleontológicos localizados en las UTS del margen sur. Como se veía en el capítulo de bioestratigrafía (fig. 4.1), a los yacimientos localizados en el subsector Sierra de Alcubierre se les han asignado edades que se extienden desde el Ageniense al Vallesiense; es decir, del Mioceno Inferior al inicio del Mioceno Superior. Ya se ha hablado anteriormente de la similitud estratigráfica del nivel de cenizas de Albalatillo (NCA) con las capas volcánicas datadas por Odin *et al.* (1997) en  $19,3 \pm 0,7$  Ma (en el Ramblense), recalibrada a  $19,7 \pm 0,3$  Ma (van Dam *et al.*, 2006). Por otra parte, los trabajos magnetoestratigráficos previos realizados en la parte centro-oriental de la cuenca (Gomis, 1997; Gomis *et al.*, 1997; Barberà *et al.*, 1997; Barberà, 1999 y Barberà *et al.*, 2001), sitúan magnetoestratigráficamente sus sucesiones entre 28 y 21,5 Ma. La más occidental y más moderna de las sucesiones (sección de Candanos-Bco. de la Valcuerna; Gomis, 1997; Gomis *et al.*, 1997) solapa estratigráficamente con la sección de Ontiñena. Así pues, esta primera aproximación sitúa los sedimentos aluviales y lacustres de la Sierra de Alcubierre en el Mioceno; podrían cubrir el Mioceno Inferior y Medio y el comienzo del Superior. En este intervalo, la GPTS presenta un patrón magnético con numerosas inversiones que cubre desde los 23 a los 10 Ma.

Por otra parte, si comparamos el intervalo de la GPTS entre 10 y 23 Ma y el obtenido de todas las secciones compuestas de la Sierra de Alcubierre (fig. 5.43), encontramos varias similitudes. Los cronos de mayor duración de este tramo de la GPTS son C6n (de polaridad normal) y C5br (de polaridad inversa). La mitad superior de la sección de Albalatillo se caracteriza por una extensa magnetozona que durante 75 m de sucesión presenta polaridad normal (N9), que podemos correlacionar con el cron C6n (fig. 6.1), de forma que el resto de la sección magnetoestratigráfica de Albalatillo por debajo de esta magnetozona (R7 a R9), puede correlacionarse con los cronos C6Ar a C6r. En la parte superior de la magnetozona N9 se sitúa la localidad de micromamíferos de ALBA 227 (Agustí *et al.*, 2011) cuya fauna es similar a la de otras localidades del Ramblense (biozonas Z o A) de la cuenca Calatayud-Daroca (Daams *et al.*, 1999) y de la Formación Tudela (Larrasoña *et al.*, 2006); esto es coherente con nuestra correlación.

La mitad inferior de la sección de San Caprasio se caracteriza por un dominio de polaridad inversa destacando la magnetozona R16 que es la más extensa (aprox. 50 m) y puede correlacionarse con el cron C5br, mencionado anteriormente. Por encima de esta magnetozona se encuentran tres magnetozonas relativamente cortas (N16 a N17) que se correlacionarían con el cron C5Bn. En la mitad superior de la sección de San Caprasio destacan dos magnetozonas normales (N18 y N19), de en torno a 40 m cada una, que se pueden correlacionar con los cronos C5ADn y C5ACn respectivamente.

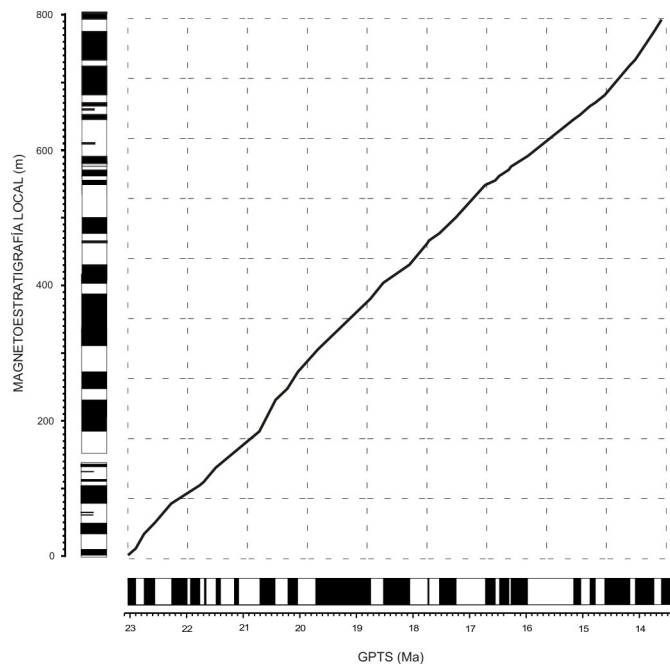
En la base de la magnetozona R20 se sitúa la localidad de mamíferos fósiles SC 212, que Agustí *et al.* (1994a) atribuyó al Aragoniense Superior (MN7/8) o Vallesiense (MN9). Sin embargo, la correlación magnetoestratigráfica propuesta correlaciona el nivel estratigráfico donde se localiza SC 212 con el cron C5ABr, en torno a 13,7 Ma, coetáneo de la MN6.

La sección de Lanaja presenta un patrón magnético muy característico: varias magnetozonas extensas de entre 20 y 40 metros se suceden a lo largo de la mayor parte de la sección, la cual culmina con una rápida sucesión de 5 magnetozonas más cortas. Este patrón es similar y se puede correlacionar con el tramo de crones que van de C5En hasta el cron C5Cn. En la sección de Lanaja se han localizado tres niveles fosilíferos de micromamíferos (LN 34A, LN 142 y LN 145), que han sido correlacionados con las unidades de mamíferos neógenas MN3 y MN4 (Agustí *et al.*, 2011). El nivel LAL 7 no está situado físicamente en la sección de Lanaja, pero lo podemos correlacionar estratigráficamente con bastante precisión con los niveles lacustres que se corresponden con la mitad superior de la magnetozona R11; LAL 7 ha sido correlacionado con MN3 (Agustí *et al.*, 2011). Todas estas asignaciones biocronológicas se muestran coherentes con la correlación magnetoestratigráfica.

Finalmente, la sección de Ontiñena podría correlacionarse con el intervalo de la GPTS que cubre los crones C6Cn a C6AA, de forma que las magnetozonas N1, R2 y N2 se corresponden con el cron C6Cn, R3 con C6Br, N3 con C6Bn (asumiendo que la parte inversa de este cron no ha sido localizada en la sección de Ontiñena) y las magnetozonas R4 a N5 con la parte inferior del cron C6AA.

En la sección de Albalatillo, en la mitad inferior de la magnetozona R9, se sitúa el Nivel de Cenizas de Albalatillo (NCA). Como se describe en el apartado 4.4, NCA es un nivel ceolítico muy rico en analcima (90%) originado diagenéticamente a partir de cenizas volcánicas y que presenta muchas similitudes con otros niveles de cenizas volcánicas estudiados en este sector de la Cuenca (Hirst, 1983, Canudo *et al.*, 1993, Lago *et al.*, 1993, Bauluz *et al.*, 1993, Arenas, 1993, Canudo *et al.*, 1994, Bauluz *et al.*, 1994, Odin *et al.*, 1997); sin embargo, las características petrográficas, mineralógicas y composicionales indican que, pese a su proximidad estratigráfica, no es probable que se trate de un evento volcánico único (Arenas, 1993; Lago *et al.*, 1993; Bauluz *et al.*, 1994, Odin *et al.*, 1997). De cualquier forma, sea un único evento piroclástico o varios muy cercanos entre sí, podemos asumir que la edad de los cristales de sanidina datarían con precisión la edad de depósito de dichos niveles, incluido el nivel NCA. En el nivel de Lanaja se han datado cristales de sanidina pura mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , obteniendo como resultado final una edad estimada K-Ar de  $19,3 \pm 0,7$  Ma (Odin *et al.*, 1997); esta edad ha sido reevaluada, usando una edad recalibrada del patrón HDB1 (Heidelberg biotite) en base al patrón astronómicamente calibrado FCT (Fish Canyon Tuff), obteniendo como resultado una datación de  $19,7 \pm 0,3$  Ma (van Dam *et al.*, 2006). La correlación magnetoestratigráfica propuesta sitúa NCA en el cron C6r de la GPTS que se extiende de 20,040 a 19,722 Ma, y se puede estimar, por interpolación lineal, una edad aproximada de 19,9 Ma. La estimación magnetoestratigráfica es coherente con la datación radiométrica, de forma que el nivel NCA y el nivel de cenizas de Lanaja pueden considerarse como parte de un mismo grupo de eventos volcánicos.

Así pues, a partir de los datos de los que se dispone se puede afirmar que la sección de Ontiñena comienza en el cron C6Cn.2n y termina en el cron C6AAr.1r (duración aproximada de 1,6 Ma). La sección de Albalatillo comienza en el cron 6Ar y finaliza en el cron 5En (alrededor de 3 Ma de duración). La sección de Lanaja se extiende desde el mismo cron 5En hasta el cron 5Cn, probablemente el 5Cn.1 (lo que supondría unos 2,5 Ma). Por último San Caprasio abarca algo más de 3,5 Ma, desde el cron 5Cr al 5ABn. En total la sucesión compuesta estudiada en la Sierra de



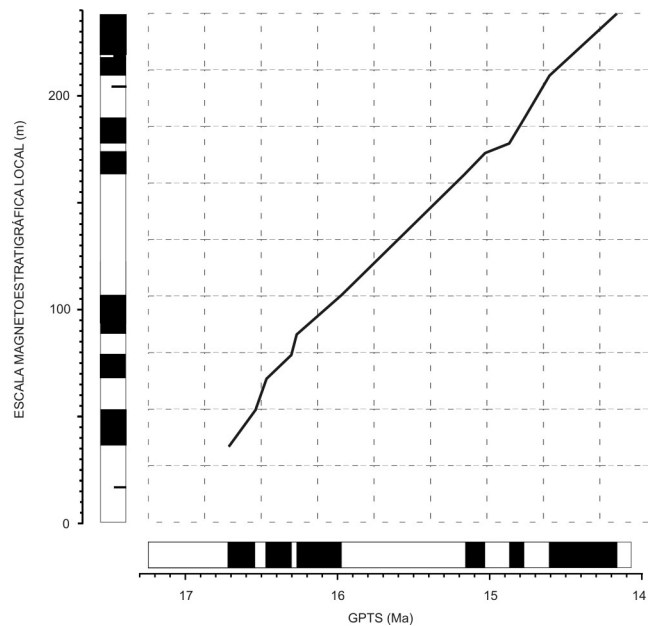
*Figura 6.2 Correlación entre la sucesión magnetoestratigráfica compuesta de la Sierra de Alcubierre y la GPTS (Grandstein et al., 2012) donde se visualiza la evolución de las tasas de sedimentación del subsector.*

Alcubierre tiene una duración de unos 9.5 Ma, de 23 a 13,5 Ma aproximadamente, entre los crones C6Cn.2n y C5ABn.

En resumen, la sucesión magnetoestratigráfica de la Sierra de Alcubierre revela una correspondencia de alta fiabilidad con la GPTS (fig. 6.1), tal como correspondería con una sedimentación continua y sin fluctuaciones importantes en la tasa de acumulación (fig. 6.2).

### 6.1.2 Montes de Castejón

La sucesión magnetoestratigráfica compuesta de los Montes de Castejón (Castillo de Sora y Esteban) se extiende a lo largo de 230 m y cuenta con 12 magnetozonas. El patrón de la secuencia magnética se dispone en torno a una amplia magnetozona inversa (R16) en el centro de la sucesión (fig. 5.44); a partir de la cual se distribuyen una serie de cambios de polaridad que configuran 6 magnetozonas más cortas por debajo de R16 y 5 por encima. En este subsector no se dispone de datos bioestratigráficos o radiométricos que ayuden a situar la secuencia en la GPTS. Sin embargo, Arenas (1993) reconoce una ruptura sedimentaria que, por sus características sedimentológicas y evolutivas, identifica con el límite T5/T6. Este límite es uno de los tres límites de UTS que hemos datado magnetoestratigráficamente en la Sierra de Alcubierre; éste en concreto se ha correlacionado con el cron C5Cn.1n (fig. 6.1). Este límite está situado en el tramo III de Castillo de Sora y entre el tramo I y II de Esteban, coincidiendo con la magnetozona normal N15. Si correlacionamos N15 con C5Cn.1n, la citada magnetozona R16 se identificaría con el cron C5Br, que es la magnetozona inversa más extensa del Mioceno. La secuencia de magnetozonas por debajo de ésta correspondería a los crones C5Cr y C5Cn, mientras que las magnetozonas por encima de R16 se correlacionarían con C5Bn (N16 a N17), C5ADr (R18) y C5ADn (N18). La similitud visual entre los patrones magnéticos de la magnetoestratigrafía local y el tramo propuesto



*Figura 6.3 Correlación entre la sucesión magnetoestratigráfica compuesta de los Montes de Castejón y la GPTS (Grandstein et al., 2012) donde se visualiza la evolución de las tasas de sedimentación del subsector.*

de la GPTS es fácilmente reconocible y la curva de correlación entre ambos patrones es regular y sin grandes inflexiones (fig. 6.3). Por otra parte, no se han encontrado evidencias que sugieran interrupciones de consideración en la sedimentación de la sucesión. Todo esto sugiere que la correlación propuesta es verosímil y la más probable en el entorno del Mioceno.

En resumen, la sucesión magnetoestratigráfica de Montes de Castejón se extiende del cron C5Cr a C5ADn, y podría cubrir un intervalo de hasta 3 Ma, entre 17,2 y 14,2 Ma. Concretamente Castillo de Sora se extiende de C5Cr a C5Br y Esteban entre C5Br y C5ADn (fig. 6.1).

### 6.1.3 Tarazona-Borja

En el subsector Tarazona-Borja y a partir de las tres secciones estudiadas (Lugar, Melero y Umbría Alta) se ha reconocido una sucesión magnetoestratigráfica local compuesta por 18 magnetozonas que posee una potencia estratigráfica de 230 metros (fig. 5.45). El rasgo más característico del patrón paleomagnético es un dominio de la polaridad normal en la mitad inferior de la sucesión y un dominio de la polaridad inversa en la mitad superior; asimismo, en la mitad inferior se produce el doble de inversiones de polaridad que en la mitad superior. Al contrario de los dos casos anteriores, en esta sucesión no existen magnetozonas que por su extensión sean especialmente distinguibles de las demás. Para localizar un patrón similar en la GPTS se cuenta con el apoyo de varias localidades de mamíferos fósiles.

La distribución biocronológica de los niveles fosilíferos se extiende entre MN5 y MN7/8 (fig. 4.1), lo que supone que se trata de yacimientos del Aragoniense medio y superior. El yacimiento clásico de Tarazona de Aragón (TA), situado en la magnetozona N18, ha sido asignado



tradicionalmente a MN4-MN5 y ha sido correlacionado con la biozona D de Calatayud-Daroca (Astibia, 1986 y 1987); más recientemente, su datación se ha restringido a MN5 y a las sub-biozonas Dc o Dd (Murelaga *et al.*, 2008). El contenido faunístico de las localidades fosilíferas BO y ME 20 es característico de MN5 o correlacionable con las faunas de la biozona E (Pérez, 1989; Murelaga *et al.*, 2008) y las faunas de ME 30, son atribuidas a MN6 y se correlacionan con las de las biozonas F o G1 (Murelaga *et al.*, 2008).

Así pues, sin evidencias de discontinuidad estratigráfica en las secciones de Lugar y Melero se puede correlacionar el tramo inferior de la sucesión de la siguiente forma: N18 se correlaciona con el cron C5Bn.1n (fig. 6.1), N19 (donde se sitúa ME 20) con el cron C5ACn, N20 (ME 30) con C5ABn y N21 con C5AAn. El yacimiento BO no se encuentra en las secciones estudiadas, pero se ha correlacionado los niveles estratigráficos de la parte superior de R19, que correlacionamos con el cron C5ACr, lo cual es coherente con las asignaciones bioestratigráficas.

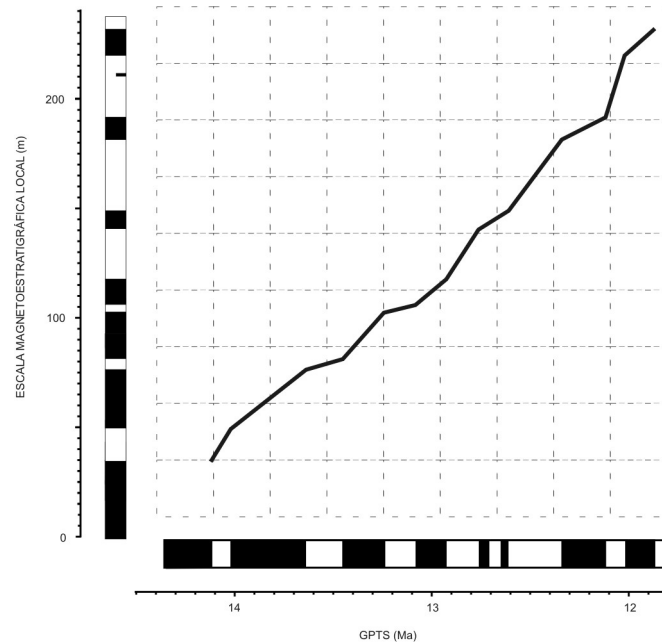
La mitad superior de la sucesión magnética local donde predomina la polaridad inversa puede correlacionarse con el cron C5A, ya que por encima de la discordancia angular citada, en la sección de Umbría Alta no existen evidencias de discontinuidades estratigráficas importantes. La correlación de los cambios de polaridad locales de este tramo con las inversiones geomagnéticas de C5A es más comprometida. La localidad fosilífera de El Buste no se encuentra incluida en las secciones estudiadas; sin embargo, el intervalo de arenas en que se halla este yacimiento se ha correlacionado estratigráficamente con un potente paquete de lutitas en el tramo III de la sección de Umbría Alta, probablemente hacia techo del mismo. Este intervalo lutítico presenta polaridad inversa en su totalidad (R23).

El yacimiento de EBU ha sido asignado tradicionalmente a la unidad MN 7/8 y correlacionado con la biozona G; sin embargo, Murelaga *et al.* (2008) apuntan que al comparar las faunas de micromamíferos de EBU con las aportaciones de Daams *et al.* (1999), el yacimiento podría restringirse a la biozona G2. Este dato encajaría con la correlación propuesta basada en la continuidad sedimentaria, correlacionándose R22 y N22 con C5Ar.3 y C5Ar.2n a C5Ar.1n, de forma que C5Ar.2r no esté reconocido en nuestro registro local, y R23 y N23 con C5Ar.1r y C5An2.n respectivamente.

Los niveles estratigráficos donde se ubica el yacimiento de La Ciesma presenta polaridad normal (N24) y según esta correlación se situarían en el cron C5An.1n, entre 12 y 12,1 Ma. Los macromamíferos de La Ciesma han sido asignados a la unidad MN7/8, lo que es coherente con la correlación propuesta; sin embargo los niveles de micromamíferos de este yacimiento tienen una datación Vallesiense.

En cualquier caso, el estudio de las tasas de sedimentación asociadas a las magnetozonas de este tramo de Umbría alta sugiere que la correlación propuesta es la más ajustada de las que pueden ser consideradas (fig. 6.4).

Finalmente, la mayor parte del tramo I de Umbría Alta, que se corresponde con el conjunto conglomerático bajo la discordancia de la Peña Blanca, presenta polaridad inversa, pero no es posible conocer su correlación con la GPTS al quedar aislada del resto de la sucesión magnética por la discordancia citada, y sólo puede asegurarse que es infra-C5ADn.



*Figura 6.4 Correlación entre la sucesión magnetoestratigráfica compuesta del subsector Tarazona-Borja y la GPTS (Grandstein et al., 2012) donde se visualiza la evolución de las tasas de sedimentación del subsector.*

En resumen, la correlación de la sucesión magnetoestratigráfica del subsector Tarazona-Borja es la más comprometida de las correlaciones presentadas para los tres subsectores. Sin embargo, la correlación con la GPTS propuesta es la más probable considerando la distribución de las localidades de mamíferos, la distribución relativa de las magnetozonas, la evolución de una ruptura sedimentaria identificada en las secciones y las tasas de sedimentación que se desprenden de las distintas correlaciones en relación con el tipo de sedimentos y medios de sedimentación que involucran.

### 6.2 IMPLICACIONES DE LA CORRELACIÓN MAGNETOESTRATIGRÁFICA

#### 6.2.1 Datación de las UTS

La correlación magnetoestratigráfica de las sucesiones locales con la GPTS permite a su vez la correlación entre los tres subsectores estudiados, los cuales no tienen una continuidad física debida a los efectos de la erosión en los sedimentos de relleno de la cuenca. La correlación magnetoestratigráfica permite también evaluar las correlaciones previas realizadas con la metodología del Análisis Tectosedimentario (AT) y la datación absoluta de los límites entre las distintas UTS.

En este trabajo la UTS T4 sólo está representada en la sección de Ontiñena y en el tramo I de la sección de Albalatillo. Estratigráficamente no se llega a correlacionar ambas secciones ya que no existe solapamiento entre la parte superior de Ontiñena y la inferior de Albalatillo, sino un salto estratigráfico de entre 20 y 30 metros. La correlación magnetoestratigráfica revela que este salto supone que falta el registro sedimentario de al menos 250 Ka. El límite T4/T5 se puede correlacionar con el cron C6An.2n (entre 20,709 y 20,439 Ma) y se puede estimar mediante interpolación lineal una edad de 20,669 Ma. No obstante, ha de tenerse en cuenta que el cambio en la evolución granocreciente a granodecreciente donde se sitúa este límite se produce en facies aluviales distales, donde la inversión en la tendencia de la evolución vertical no se concreta en un contacto neto, sino dentro de un intervalo de varios metros. Este límite se ha correlacionado con el caracterizado y cartografiado por Luzón (2001) para las mismas unidades al Este del área de estudio, pero esta correlación tampoco es de una precisión absoluta debido a los frecuentes cambios laterales de facies y a la presencia de recubrimientos. La situación propuesta para el límite T4/T5 debe entenderse como una aproximación, que posiblemente representa su posición más alta estratigráficamente. Cabe la posibilidad de que el límite se sitúe por debajo de la sección de Albalatillo (como indicaba Arenas, 1993), en el intervalo sin registro entre la base de Albalatillo y el techo de Ontiñena; en este caso, su posición magnetoestratigráfica estaría entre C6AA.1r y la parte inferior de C6Ar.

En el caso de que el límite T4/T5 se situó en la sección de Albalatillo, en el cron C6An.2n, el intervalo de T4 registrado en las secciones de Ontiñena y Albalatillo se extiende del cron C6Cn.2r al cron C6An.2n lo que supone unos 2,4 Ma.

Por otra parte, Larrasoña *et al.* (2006) estudian magnetoestratigráficamente la Formación Tudela en la zona de Bardenas Reales, en el centro de la cuenca al oeste de los Montes de Castejón. Esta área se encuentra desconectada de los Montes de Castejón por el valle del río Arba y del sector sur de la cuenca por el valle del río Ebro. En dicha sucesión los autores no utilizan el Análisis Tectosedimentario, pero sí diferencian unas unidades litoestratigráficas que correlacionan con las UTS de la Cuenca del Ebro. En su división litoestratigráfica, indican que los depósitos lacustres evaporíticos de la Formación Lerín pueden ser incluidos en la unidad T4, mientras que las lutitas y areniscas aluviales de unidad 1 de la Formación Tudela las consideran pertenecientes a T5. De la correlación magnetoestratigráfica presentada por estos autores, se desprende que el cambio de facies que se podría identificar con el límite T4/T5 en el sector de Bardenas Reales (en la sección de Cabezo de Marijuán) se produce en el cron C6An.1n, entre 20,213 y 20,040 Ma, y se puede

interpolarse una edad para dicho límite en 20,181 Ma.

Asimismo, en el margen pirenaico de la Cuenca del Ebro, en los materiales detríticos del abanico de Luna (Hirst y Nichols (1986), correspondientes a la Formación Uncastillo en la zona de San Felices-Agüero-Ayerbe, se definió el límite entre las unidades locales U2 y U3 que corresponden a las unidades T4 y T5 (Arenas, 1993). Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996) propusieron una correlación magnetoestratigráfica para el final de la Formación Campodarbe y la Formación Uncastillo en la zona, según la cual los materiales en los que se sitúa el límite T4-T5 se correlacionaría con el cron C6Cr (en torno a 23,983 Ma). Sin embargo, Arenas (1993) y Arenas *et al.* (2001) señalan la ausencia, en el registro de la sección magnetoestratigráfica de San Felices, de la parte superior de la Formación Campodarbe y parte de la formación Uncastillo correspondiente a la UTS T4 (UTS local U1), por lo que proponen que los sedimentos de la sección de San Felices y los de la sección de Agüero sean más modernos de lo considerado, y que por lo tanto el límite T4/T5 en el margen pirenaico en la zona de San Felices-Agüero-Ayerbe pueda correlacionarse con el cron 6AAr.2r. Recientemente, Oliva-Urcia *et al.* (2015) realizan una nueva sección magnetoestratigráfica (Luesia) que integran con las anteriores de Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996), considerando la interpretación estratigráfica de Arenas *et al.* (2001), para elaborar la magnetoestratigrafía compuesta de las Formaciones Campodarbe y Uncastillo en el margen pirenaico de la cuenca, y proponen una edad para el límite U2/U3 (T4/T5) de 21,5 Ma.

La unidad T5 está representada en su totalidad en la Sierra de Alcubierre entre las secciones de Albalatillo, Lanaja y San Caprasio. En los Montes de Castejón se reconoce únicamente la parte superior de la unidad en la sección de Castillo de Sora y muy escasamente (tramo I) en la sección de Esteban. Las correlaciones magnetoestratigráficas de ambos subsectores permiten calcular la duración de la unidad en la Sierra de Alcubierre y evaluar la edad del límite T5/T6 en las cuatro secciones citadas.

La correlación entre los subsectores de Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón se realizó con la metodología del Análisis Tectosedimentario, a partir de la caracterización de dicho límite (Arenas, 1993). Este límite se reconoce en las áreas de sedimentación lacustre del centro de la cuenca como una ruptura sedimentaria de tipo 3, dada por un cambio litológico brusco que se produce entre el final de la unidad T5 y el comienzo de T6. Así, la unidad T5 culmina con importantes depósitos yesíferos en la vertiente suroccidental de la Sierra de Alcubierre y en la oriental y suroccidental de los Montes de Castejón. Al noroeste y al sureste de los Montes de Castejón se reconoce el desarrollo de costras calcáreas junto a los depósitos evaporíticos o en sustitución de ellos; estas costras (karst singenético de Arenas *et al.*, 1999) son una característica particular del límite T5/T6. El comienzo de la unidad T6 supone la desaparición de las facies yesíferas en las áreas centrales de la cuenca y el dominio de las carbonatadas. En aquellas áreas donde la unidad T5 no presenta facies de yesos o de costras calcáreas hacia techo, como es el caso de la sección de Lanaja, el aumento de los detríticos en relación con el límite entre las Unidades T5 y T6 es el único signo de ruptura y la unidad T6 suele iniciarse con depósitos de margas y/o lutitas de relativa importancia, a veces acompañadas por areniscas como elemento menor (vertiente Norte de los Montes de Castejón y sector de Lanaja, Arenas, 1993).

Así pues, se puede correlacionar el final del tramo I de San Caprasio con el tramo III de

Lanaja y con el final del tramo I de Esteban y el tramo III de Castillo de Sora. En las secciones magnetoestratigráficas de Lanaja y Castillo de Sora queda registrada la secuencia completa de inversiones de polaridad del cron C5Cn, pero en la sección de San Caprasio esto no sucede, ya que, donde debería encontrarse una secuencia de polaridad magnética de cinco magnetozonas normales e inversas, únicamente encontramos un tramo normal y un segmento de polaridad incierta (fig. 6.1). El tramo de indeterminación está, sin duda, enmascarando la secuencia de inversiones magnéticas, pero en cualquier caso podemos considerar que este intervalo es demasiado corto si consideramos la tasa de sedimentación media de los tramos equivalentes en Lanaja y en Castillo de Sora. A partir del modelo de sedimentación propuesto por Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1999), se puede estimar que en este punto la sedimentación de la sección está condensada, asociada al término de la sedimentación evaporítica de nivel lacustre bajo en San Caprasio.

Por lo tanto, en las sucesiones de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, T5 se extiende de C6An.2n (en Albalatillo) a C5Cn.2n (en Lanaja) o C5Cn.1n (en San Caprasio, Castillo de Sora y Esteban). El límite superior de la unidad en la sección de Lanaja (C5Cn.2n) se sitúa entre 16,303 y 16,268 Ma, con una edad interpolada de 16,348 Ma. En las secciones de San Caprasio, Castillo de Sora y Esteban (C5Cn.1n), el límite se sitúa entre 16,268 y 15,974 Ma. En la sección de Castillo de Sora se ha interpolado linealmente una edad absoluta para el límite T5/T6 de 16,099 Ma. Así pues la unidad T5 en la Sierra de Alcubierre posee una duración aproximada de 4,3 Ma. Por otra parte, en el sector de las Bardenas Reales (Larrasoaña *et al.* (2006) el cambio neto entre las lutitas marrón rojizas y las areniscas de la unidad 4 de la Formación Tudela y los potentes paquetes de calizas intercaladas de margas grises de la unidad 5 se correlaciona con el límite T5/T6 establecido por Arenas (1993) en los Montes de Castejón. Al igual que en las secciones de los Montes de Castejón y en San Caprasio, en la sección del Pico del Fraile el límite se correlaciona con el cron C5Cn.1n (entre 16,268 y 15,974 Ma) y es posible interpolar una edad de 16,062 Ma.

La unidad T6 es la única UTS que se halla representada en los tres subsectores: en el techo de Lanaja y en San Caprasio en la Sierra de Alcubierre, en el techo de Castillo de Sora y en Esteban en los Montes de Castejón y en la sección de Lugar en Tarazona-Borja, en la base de la sección de Meleró y en la mayor parte del tramo I de la sección de la Umbría Alta, por debajo de la discordancia de la Peña Blanca. En el único punto donde se ha registrado la unidad T6 completa es en la sección de San Caprasio, donde se extiende desde C5Cn.1n hasta C5ADn. El límite T6/T7 en dicha sección se reconoce como una ruptura de tipo 3, que se caracteriza por la sustitución neta de los depósitos lacustres carbonatados del techo de T6 por sedimentos detríticos aluviales, fundamentalmente lutitas y areniscas, de la base de la unidad T7. El límite T6/T7 en esta sección se sitúa entre 14,609 y 14,163, con una edad interpolada de 14,437 Ma, y la duración estimada de la unidad T6 en San Caprasio es de 1,8 Ma aproximadamente.

En Montes de Castejón no se han encontrado evidencias de ruptura sedimentaria que puedan asociarse al límite T5/T6. Arenas (1993) sugería la posibilidad de que la unidad T7 pudiese hallarse representada también en los Montes de Castejón, ya que las calizas del techo de la sección son similares a las del final de T6 en la Sierra de Alcubierre, y sobre la plataforma calcárea que configura el techo de la sección de Esteban existen depósitos aislados de lutitas ocreas, naranjas y marrones que podrían corresponder a la unidad T7. No obstante, en este estudio no se pueden aportar nuevos argumentos acerca de la presencia o no de T7 en los Montes de Castejón.

En el subsector de Tarazona-Borja sí se registra el límite T6/T7 (fig. 6.1). En la sección de Lugar se reconoce como una ruptura de tipo 3 que se manifiesta como un salto granulométrico en la evolución secuencial, cuando aparecen unos conglomerados sobre los niveles de calizas y margas de la unidad T6. En la sección de Melero también se manifiesta con la entrada de detríticos sobre las facies carbonatadas previas. En la sección de la Umbría Alta viene dado por una discordancia reconocida entre niveles de conglomerados masivos de granulometría similar. En este punto hemos determinado que en la sección de la Umbría Alta están ausentes al menos 60 metros de conglomerados, los cuales afloran en el cercano Barranco de la Peña Blanca. Sin embargo, debido al carácter incompleto del registro magnetoestratigráfico en relación con la laguna asociada a la discordancia, no es posible calcular la tasa de sedimentación de los conglomerados masivos implicados en la misma. Como aproximación, se puede estimar que la extensión temporal mínima de la discordancia es de 589 Ka, a partir de la tasa de sedimentación media de toda la sección (10,19 cm/Ka).

Pérez (1989) había reconocido en esta zona dos rupturas sedimentarias que identificaba con los límites de UTS T5/T6 y T6/T7; sin embargo, la correlación magnetobioestratigráfica presentada en este trabajo no es coherente con los límites de UTS propuestos por Pérez (1989). El límite T5/T6 que proponía el autor lo hemos reconocido en las secciones de Lugar y Melero como límite T6/T7. El límite T6/T7 que proponía Pérez (1989), que sería equivalente al cambio en la evolución secuencial de granodecreciente a granocreciente entre el tramo IV y V de la sección de Umbría Alta, consideramos que se trata de una ruptura sedimentaria sin significado de límite de UTS.

En el subsector Tarazona-Borja, en las secciones de Lugar y Melero, el límite T6/T7 se correlaciona con el cron C5ACr, entre 14,163 y 14,070 Ma, y se puede estimar una edad interpolada de 14,163 Ma.

Por último, la UTS T7 se encuentra presente en las secciones de San Caprasio (Sierra de Alcubierre) y en las tres secciones de Tarazona-Borja, aunque en el caso de Lugar sólo a techo de la misma. En San Caprasio, el afloramiento finaliza en el cron C5ABr (entre 13,739 y 13,608 Ma), mientras que en la sección de Umbría Alta, que es la sección que alcanza la edad más moderna de las sucesiones estudiadas, el último registro de polaridad magnética es el cron C5r.2r, entre 12,049 y 11,657 Ma. Sin embargo, la sucesión estratigráfica de T7 en la zona continúa, pero la calidad de la señal magnética registrada en los sedimentos muestreados no ha resultado admisible según los parámetros establecidos.

### 6.2.2 Evaluación de la isocronía de los límites de UTS

Los estudios realizados en el Terciario de la Cuenca del Ebro siguiendo la metodología del Análisis Tectosedimentario, han llevado a la caracterización y cartografía de ocho unidades aloestratigráficas (fig. 6.5) reconocibles a la escala de la cuenca (Muñoz *et al.*, 2002; Pardo *et al.*, 2004). Como se explica en el capítulo de metodología, el AT se basa en la caracterización de las unidades genéticas denominadas UTS (Garrido Megías, 1973; Garrido y Villena, 1977; Megías, 1982; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989). En esta metodología de análisis de cuencas, es fundamental el reconocimiento y caracterización de las rupturas sedimentarias que constituyen los límites de las UTS, las cuales, al estar ligadas a los procesos alocíclicos que controlan el relleno,

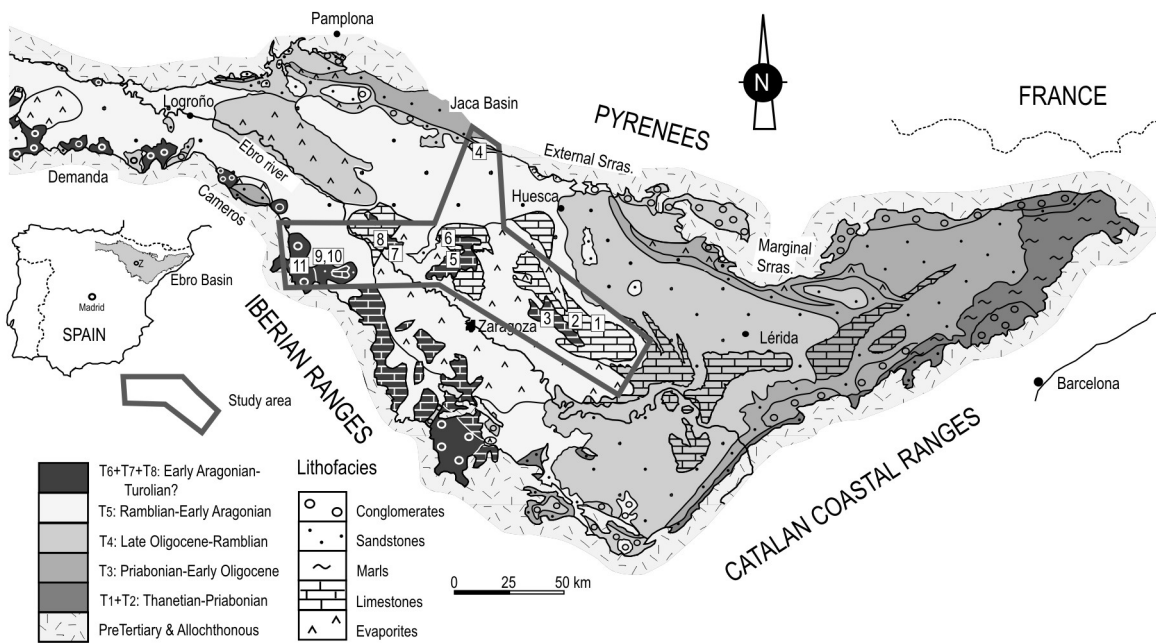


Figura 6.5 Mapa litoestratigráfico y cartografía de las UTS de la Cuenca del Ebro (Muñoz *et al.*, 2002). Se muestra la situación de las secciones estratigráficas donde se ha evaluado la isocronía de los límites de UTS. 1 Albalatillo, 2 Lanaja, 3 San Caprasio, 4 San Felices, 5 Esteban, 6 Castillo de Sora, 7 Pico del Fraile, 8 Cabezo de Marijuán, 9 Lugar, 10 Melero y 11 Umbría Alta.

tienen extensión de cuenca. Estas rupturas vienen representadas por cambios de signo o saltos bruscos en la evolución secuencial y, *conceptualmente*, son isócronas en aquellas áreas de la cuenca donde exista continuidad estratigráfica. El reconocimiento de las UTS exige el estudio estratigráfico y sedimentológico de numerosas secciones, el análisis de su evolución secuencial a distintas escalas y una cartografía con cuidadoso seguimiento de líneas de capa, la cual es complicado en cuencas continentales extensas donde son constantes los cambios de facies y la desconexión de los afloramientos. Conceptualmente, cada UTS abarca un intervalo temporal exclusivo y ninguna isócrona puede ser compartida por dos de estas unidades.

Así pues, por definición, en aquellas partes de la cuenca en donde no existen discontinuidades, los límites de UTS se consideran isócronos, pero conviene evaluar hasta qué punto lo son. En este trabajo se recogen varias secciones que incluyen distintas manifestaciones de los límites de las UTS T4/T5, T5/T6 y T6/T7 en diversas localizaciones de la cuenca, desde el centro al margen ibérico; además, se dispone de varias secciones de otros autores (Larrasoña *et al.*, 2006 y Oliva *et al.*, 2015) que incluyen dataciones magnetoestratigráficas de los límites T4/T5 y T5/T6 en el centro y el margen Pirenaico de la cuenca. Se ha calculado la edad absoluta de estos límites, para cada una de las secciones, mediante interpolación lineal entre las edades de inicio y fin de los cronos en que se incluyen y suponiendo una tasa de sedimentación constante dentro del intervalo de materiales comprendidos por el cron (fig. 6.6).

Por lo tanto, el límite T4/T5 ha sido calculado en las secciones de Albalatillo (20,669 Ma), Cabezo de Marijuán (20,181 Ma; Larrasoña *et al.*, 2006) y San Felices (21,5 Ma; Oliva *et al.*, 2015). Las dataciones obtenidas por interpolación de los datos magnetoestratigráficos sugieren una

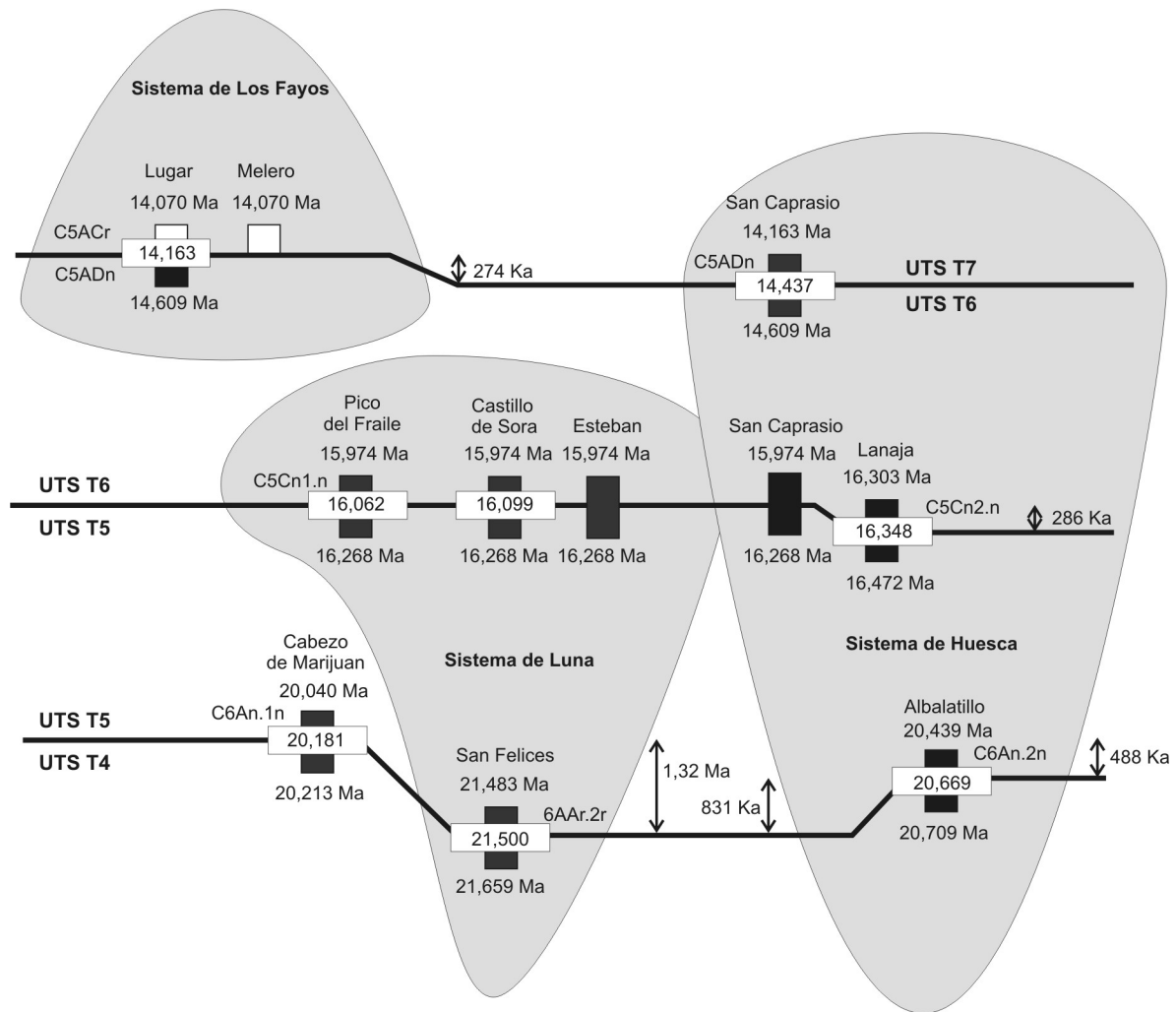


Figura 6.6 Esquema con la evaluación de la isocronía de los límites de UTS entre las unidades T4, T5, T6 y T7 en el sector central de la Cuenca del Ebro.

diferencia de edad de 488 Ka para el límite T4/T5 en el centro de la cuenca, entre Albalatillo y Cabezo de Marijuán en Bardenas. En el caso de Albalatillo y San Felices sube hasta los 831 Ka. Sin embargo, la diferencia de edad entre San Felices y Cabezo de Marijuán se eleva hasta los 1,32 Ma.

El límite T5/T6 se ha situado en cinco secciones del centro de la cuenca: en las secciones de Lanaja y San Caprasio (Sierra de Alcubierre), que están ligadas al sistema fluvial de Huesca, en Esteban y en Castillo de Sora (Montes de Castejón) y Pico del Fraile (Bardenas), relacionadas estas tres últimas con el sistema fluvial de Luna. En la sección de Lanaja, el límite T5/T6 se ubica en el cron C5Cn.2n (16,348), mientras que en las otras cuatro secciones el límite queda incluido en el cron C5Cn.1n. Para Castillo de Sora se ha calculado una edad de 16,099 Ma y para el Pico del Fraile 16,062 Ma. Las secciones de San Caprasio y Esteban no registran la base del cron C5Cn.1n, comprendido entre 16,268 y 15,974 Ma, por lo que sólo es posible estimar una aproximación para ellos. La edad del límite T5/T6 varía unos 286 Ka en el centro de la cuenca (entre la sección de Castillo de Sora y Lanaja). Ahora bien, para este límite existen pocas diferencias de datación en el ámbito del sistema de Luna (37 Ka entre Montes de Castejón y Bardenas); entre éste y el sistema



de Huesca (sección de San Caprasio) la diferencia es menor de 169 Ka. Dentro del sistema fluvial de Huesca, una diferencia de edad de al menos 80 Ka se da entre las secciones de San Caprasio y Lanaja. Ahora bien, hay que considerar que en el caso de la sección de Lanaja la ruptura que marca el límite T5/T6 no se manifiesta de forma tan neta como en el caso de San Caprasio o las secciones de Montes de Castejón (fin de los depósitos de yesos, presencia de karts singenético), por lo que su situación es menos precisa.

El límite T6/T7 se sitúa en el cron C5ADn en San Caprasio (14,437 Ma) y entre el cron C5ACr y C5ADn en las secciones de Lugar (14,163 Ma) y Melero, éstas últimas ligadas al abanico de Los Fayos, parte de un sistema aluvial procedente del borde ibérico de la cuenca, que originó el conjunto de depósitos denominados Fms. Fitero y Tudela (Castiella, 1977). En el caso de este límite la diferencia de edad es del orden de 274 Ka entre el centro de la Cuenca del Ebro y su borde sur. Hay que destacar que esto se produce en el contexto de depósito de dos sistemas sedimentarios de diferente procedencia, pirenaica e ibérica respectivamente.

Si calculamos un promedio para los límites de UTS del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro obtenemos los siguiente valores: la ruptura T4/T5 se situaría en  $20,8 \pm 0,66$  Ma, la ruptura T5/T6 en  $16,2 \pm 0,14$  Ma y la ruptura T6/T7 en  $14,30 \pm 0,14$  Ma. De esto se desprende que los límites de UTS establecida mediante el Análisis Tectosedimentario pueden presentar diacronías de varios cientos de miles de años. En cualquier caso, a escala de tiempo geológico, los estudios magnetoestratigráficos realizados verifican un “grado aceptable” de isocronía, para las rupturas T5/T6 y T6/T7 establecidas mediante dicha metodología en el Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro. Mayor problema supone el límite T4/T5.

Si analizamos en primer lugar el límite T5/T6, dicho límite se sitúa en todas las secciones en el cron C5Cn.1n, exceptuando la sección de Lanaja, donde se ha encontrado que su posición es más baja, una diferencia equivalente a alrededor de 20 m de registro estratigráfico respecto a su más próximo equivalente en el sistema distributivo de Huesca, la sección de San Caprasio. Dentro del sistema de Luna las disparidades son aún menores: la diferencia de edad, de unos 40 Ka, entre las secciones de Castillo de Sora y Pico del Fraile se puede expresar en espesor de sedimentos en menos de 5 m. Finalmente, entre ambos sistemas la diacronía es algo mayor si tomamos como referencia para el sistema de Huesca la sección de Lanaja, pero mucho menor si tomásemos la de San Caprasio, en la misma magnetozona que las de Castillo de Sora y Pico del Fraile. En consecuencia, el mayor problema del Análisis Tectosedimentario en cuanto a la situación del límite T5/T6 en el área se plantea en relación a la sección de Lanaja.

Para la diacronía existente en el límite T6/T7 entre el centro de la cuenca y el margen sur, debe considerarse que tal límite se sitúa en un salto brusco en la evolución secuencial (superposición de dos megasecuencias retrogradantes, ruptura de tipo 3), atribuido a la actividad tectónica, tanto en el margen pirenaico como en el ibérico. Al producirse más tempranamente la progradación del abanico de origen pirenaico (sistema de Huesca) que la de su homólogo de procedencia sur (abanico de Los Fayos), podría especularse sobre un retardo en la transmisión de esfuerzos desde el Pirineo al antepaís ibérico. No obstante, para disponer de criterios más sólidamente fundados se necesitaría disponer de más datos magnetoestratigráficos en las mismas unidades, pero en otras secciones ubicadas en los sectores meridional y occidental de la cuenca,

dado que los límites T5/T6 y T6/T7 no afloran ni en el sector norte ni más hacia el este.

Finalmente, el límite T4/T5 presenta una diacronía tan elevada que plantea un serio problema en cuanto a los límites postulados en las tres secciones consideradas, e incluso en cuanto a la aplicación de la metodología del Análisis Tectosedimentario a este caso.

Primeramente se debe señalar la distinta proveniencia de los sedimentos involucrados: las secciones se encuentran en áreas que recibieron los aportes de al menos dos grandes sistemas distributarios radiales provenientes del margen pirenaico, los sistemas de Huesca y Luna. Los aportes del área de Albalatillo están ligados al sistema de Huesca y los aportes del área de San Felices se deben a abanicos de corto desarrollo asociados al sistema de Luna. La proveniencia de los aportes de la sección de Cabezo de Marijuán no está clara; podrían pertenecer al sistema de Luna o estar influenciados por un gran colector que vendría del oeste con aportes tanto pirenaicos como ibéricos (véase Muñoz, 1992 y Pardo *et al.*, 2004).

En segundo lugar hay que considerar la situación de las secciones en la cuenca: San Felices en el margen norte y Albalatillo y Cabezo de Marijuán en el centro. Un mismo límite de UTS se puede manifestar de diferente forma en un punto u otro de la cuenca; así, una ruptura sedimentaria de tipo 1 (como es el caso del límite T4/T5) que en un margen activo se manifiesta como discordancia sintectónica, hacia el centro desemboca en una correlativa conformidad, y el cambio de signo en la evolución secuencial granocreciente-granodecreciente, que caracteriza a este tipo de ruptura, se ubica en un paquete de estratos con facies detríticas finas, carbonatadas o evaporíticas donde la situación de la ruptura puede ser poco precisa (fig. 2.4). Tal situación se produce en la sección de Albalatillo: el cambio en la evolución granocreciente a granodecreciente donde se ha colocado este límite (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002) se da en facies aluviales distales, donde la inversión en la tendencia de la evolución vertical no se concreta en un contacto neto y, como se ha señalado anteriormente, su posición es la más alta admisible. De hecho, Arenas (1993) atribuía toda la sección a la UTS T5; en tal caso, el límite T4/T5 podría quedar en algún punto entre el cron C6Ar (el más bajo de Albalatillo) y el C6AAr.1r (el más alto de Ontiñena). Con esa interpretación la diferencia de edad entre dicho límite en el área pirenaica de San Felices y la Sierra de Alcubierre (800 Ka con las dataciones actuales) quedaría sensiblemente reducida. Puede aducirse que al estar en el margen de la cuenca, la ruptura sedimentaria que marca el límite T4/T5 en San felices pudo ser anterior a las que se detecten en el centro de la cuenca. Esto implica admitir que la progradación de abanicos correspondiente a una ruptura de tipo 1, leída como máximo granulométrico allí donde hay conformidad, tiene una demora en su manifestación en el centro. Tal hecho ya fue señalado por González *et al.* (1984) y Pardo *et al.*, (1989), y no invalida el método del Análisis Tectosedimentario si el desfase no es significativo a la escala del tiempo geológico. Por otra parte, debe hacerse notar que en toda esta discusión se está tomando como referencia la datación de Oliva *et al.* (2015) para San Felices, una reinterpretación de la magnetoestratigrafía de Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996), reinterpretación cuya confirmación puede esperarse pronto de las investigaciones magnetoestratigráficas que está llevando a cabo el mismo equipo en el área de Fuencalderas, próxima a San Felices

En cualquier caso, la diferencia de edad del límite T4/T5 en San Felices y el propuesto para Cabezo de Marijuán en Bardenas (aproximadamente 1,3 Ma) así como entre éste y Albalatillo (casi

500 Ka) se desvía notablemente de los márgenes de diacronía que se pueden considerar aceptables en el Análisis Tectosedimentario. Ahora bien, en el área de Bardenas no se ha aplicado este tipo de metodología, sino que se han reconocido dos formaciones que se consideran como parte de dos UTS distintas (Muñoz *et al.*, 2002), por lo que se ha situado el límite de UTS entre el techo de los Yesos de Lerín y la base de la Formación Tudela. Cabe preguntarse si no se está aquí ante un caso de secuencia oblicua *sensu* Riba (1992).

### 6.2.3 Tasas de sedimentación

La sucesión de los sedimentos estudiados en el sector central de la Cuenca del Ebro se puede considerar como el producto de la interacción de dos ambientes sedimentarios: el ambiente lacustre y el ambiente aluvial-fluvial. El ambiente lacustre es generalmente de naturaleza carbonatada y en ocasiones evaporítico, y en relación con los carbonatos (facies bioclásticas) se desarrollan condiciones palustres. El otro ambiente dominante es el aluvial, que puede ser proximal, como en algunos momentos en el subsector de Tarazona-Borja, pero generalmente está representado por sedimentos de zonas distales de los abanicos. En puntos muy determinados, la interacción de ambos ambientes genera depósitos propios de ambientes deltaicos.

A partir de la correlación de los cambios de polaridad magnética registrados en las diferentes secciones y los límites entre crones de la GPTS según Gradstein y Ogg (2012), se han podido calcular tasas de sedimentación para varios de los tramos estratigráficos establecidos por criterios litológicos y sedimentológicos que representan los ambientes sedimentarios lacustre y aluvial. Para el cálculo de las tasas se han utilizado los intervalos más favorables de cada tramo; aquellos que, por estar definidos por cambios de inversión, no implican las indeterminaciones propias de la interpolación lineal. Estos intervalos tienen, en general, un espesor poco menor que los tramos litológicos, por lo que las tasas obtenidas a partir de ellos pueden atribuirse a los tramos con poco margen de error.

En la Sierra de Alcubierre se han calculado las tasas de sedimentación en once tramos distribuidos en las cuatro secciones (tabla 6.1 y fig. 6.7). Los tramos que representan sedimentos producidos bajo condiciones predominantemente lacustres (tramos I, III y V de Ontiñena, III y IV de Albalatillo, tramos I y II de Lanaja y II de San Caprasio) presentan valores que varían de 7,07 a 13,34 cm/Ka, y con un valor medio de 8,12 cm/Ka. Los valores más altos de las tasas de tramos lacustres están relacionados con intervalos en que las calizas dominan frente a margas y/o lutitas, como es el caso de los tramos I y V (10,2 y 9,63 cm/Ka) de Ontiñena frente a los tramos en que sucede lo contrario, como en el tramo III (7,19 cm/Ka) de la misma sección, o como sucede en el tramo III de Albalatillo (13,34 cm/Ka) frente al tramo IV (8,15 cm/Ka). Esto indica que los estratos de caliza contribuyen en mayor medida que las margas o lutitas de origen lacustre a la tasa de sedimentación y está en consonancia con el modelo sedimentario de Arenas y Pardo (1999), donde en épocas de nivel alto del lago se acumulan sedimentos carbonatados en las zonas de margen mientras que en las zonas más internas el depósito de margas supone espesores más reducidos. En los tramos interpretados como predominantemente aluviales (tramos II y IV de Ontiñena, II de Albalatillo y III de San Caprasio) las tasas oscilan entre 10,55 y 12,30 cm/Ka, salvo en el caso del tramo IV de Ontiñena que presenta una tasa anormalmente baja (5,98 cm/Ka) con respecto a los otros tramos aluviales. Este caso puede responder a que se trate de una situación de zonas de

	Base cm	Top cm	Base Ka	Top Ka	Pot cm	Duración Ka	tasa cm/Ka
<b>Umbria</b>							
tramo V	16940	18150	12174	12094	1210	80	15,13
tramo IV	13090	16940	12474	12174	3850	300	12,83
tramo III	9840	13090	12735	12474	3250	261	12,45
tramo II	5220	9840	13363	12735	4620	628	7,36
<b>Melero</b>							
tramo IV	3450	4405	13815	13680	955	135	7,07
tramo III	1685	3450	14070	13815	1765	255	6,92
tramo II	390	1685	14163	14070	1295	93	13,92
<b>Esteban</b>							
tramo III	6770	11350	15160	14609	4580	551	8,31
tramo II	1240	6770	15974	15160	5530	814	6,79
<b>C. de Sora</b>							
tramo III	7940	10623	16303	15974	2683	329	8,16
tramo II	3460	7940	16721	16303	4480	418	10,72
<b>San Caprasio</b>							
tramo III	16435	26110	14437	13608	9675	829	11,67
tramo II	5632	16435	15974	14437	10803	1537	7,03
<b>Lanaja</b>							
tramo I+II	2370	14993	18056	16543	12623	1513	8,34
<b>Albalatillo</b>							
tramo IV	14305	25183	19859	18524	10878	1335	8,15
tramo III	9583	14305	20213	19859	4722	354	13,34
tramo II	3480	9583	20709	20213	6103	496	12,30
<b>Ontiñena</b>							
tramo V	11078	13823	21688	21403	2745	285	9,63
tramo IV	9415	11078	21966	21688	1663	278	5,98
tramo III	5115	9415	22564	21966	4300	598	7,19
tramo II	2160	5115	22844	22564	2955	280	10,55
tramo I	262	2160	23030	22844	1898	186	10,20

*Tabla 6.1 Tasas de sedimentación atribuidas a varios de los tramos litológicos considerados en las secciones estratigráficas.*

flujos escasos y desconfiados en la llanura aluvial distal; también puede tener relación con una etapa de aridez importante en que, con nivel lacustre bajo, el *bypass* de sedimentos afecta de manera determinante a las áreas emergidas del sistema sedimentario. En conjunto, la tasa media para los tramos predominantemente aluviales es de 10,3 cm/Ka.

En Montes de Castejón se han calculado tasas de sedimentación para cuatro tramos (tabla 6.1 y fig. 6.8): el tramo Castillo de Sora II (10,72 cm/Ka), predominantemente aluvial, y los tramos predominantemente lacustres Castillo de Sora III y Esteban II y III. Las tasas de los tramos Castillo de Sora III y Esteban III son similares (8,16 y 8,31 cm/Ka) mientras que en el caso del tramo Esteban II la tasa es más baja (6,79 cm/Ka). Esto puede deberse a que en los dos primeros tramos los estratos de caliza son predominantemente bioclásticos masivos, relacionados con niveles de lago alto (si bien el tramo Castillo de Sora III registra también episodios muy áridos en que llega a producirse la precipitación de yesos), mientras que en el tramo Esteban II dominan las calizas laminadas, indicativas de un nivel de lago más bajo, de aguas salinas, que podrían tener un crecimiento de los carbonatos más limitado.

En el área de Tarazona-Borja (tabla 6.1 y fig. 6.9) dominan los tramos aluviales (tramo II de

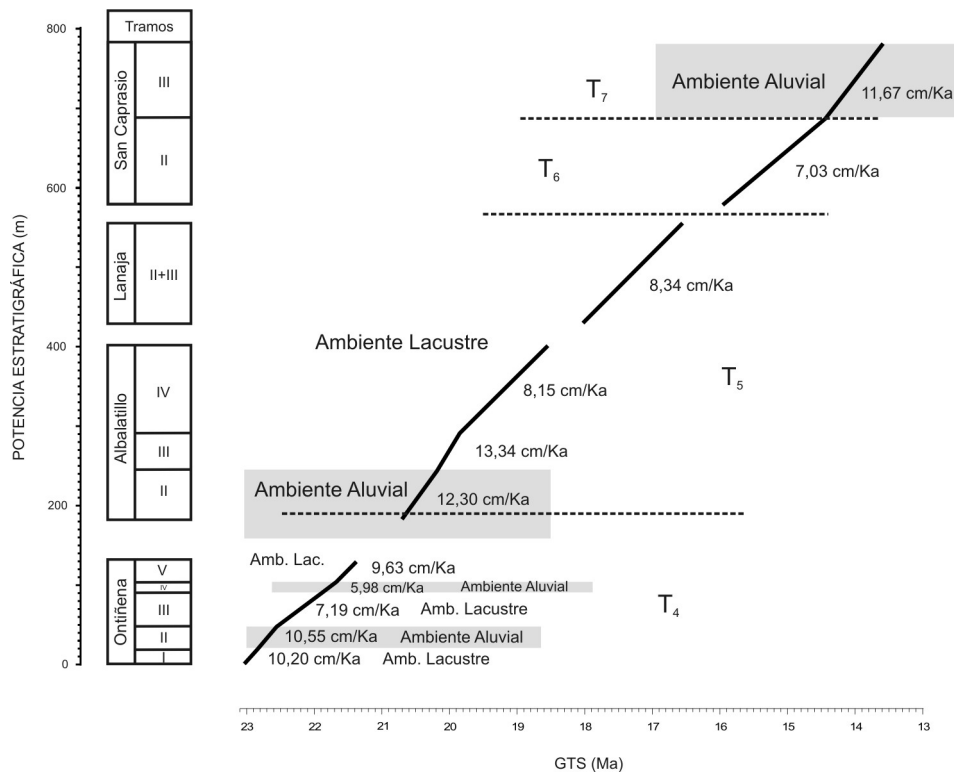


Figura 6.7 Esquema con la evolución de las tasas de sedimentación del subsector Sierra de Alcubierre en relación con los ambientes de sedimentación. En gris el ambiente aluvial, en blanco el ambiente lacustre.

Melero y II, III, IV y V de Umbría Alta). En todos los casos, salvo en Umbría Alta II (7,36 cm/Ka), las tasas superan los 12 cm/Ka y alcanzan hasta los 15,13 cm/Ka en el caso de Umbría Alta V. El valor medio de los tramos es 12,34 cm/Ka. Los tramos de Umbría Alta II, III y IV representan la retrogradación del abanico aluvial (tasa media de 9,86 cm/Ka), mientras que el tramo V (el valor más alto, 15,13 cm/Ka) corresponde a una progradación del mismo. Se han calculado también las tasas de sedimentación en dos tramos predominantemente lacustres (Melero III y IV). Estos tramos presentan dos de las tasas más bajas relacionadas con este ambiente, 6,92 y 7,07 cm/Ka. Este hecho podría estar relacionado con las calizas de tipo noduloso presentes en ambos tramos, que bien pudieron formarse en períodos de nivel del lago relativamente bajo.

En resumen, se ha encontrado que mayoritariamente las tasas relacionadas con tramos de ambiente lacustre son más bajas (8,04 cm/Ka) que las relacionadas con un dominio de ambiente aluvial (10,67 cm/Ka). En los tramos lacustres la variedad de tasas parece determinada por la dinámica del sistema sedimentario en el modelo de Arenas y Pardo (1999). En el margen ibérico (subsector de Tarazona-Borja) las tasas de sedimentación para los depósitos del sistema aluvial de Los Fayos, llegan a ser más elevadas que las correspondientes a los depósitos de los sistemas de Luna y Huesca (subsectores de Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre), de carácter más distal que los primeros.

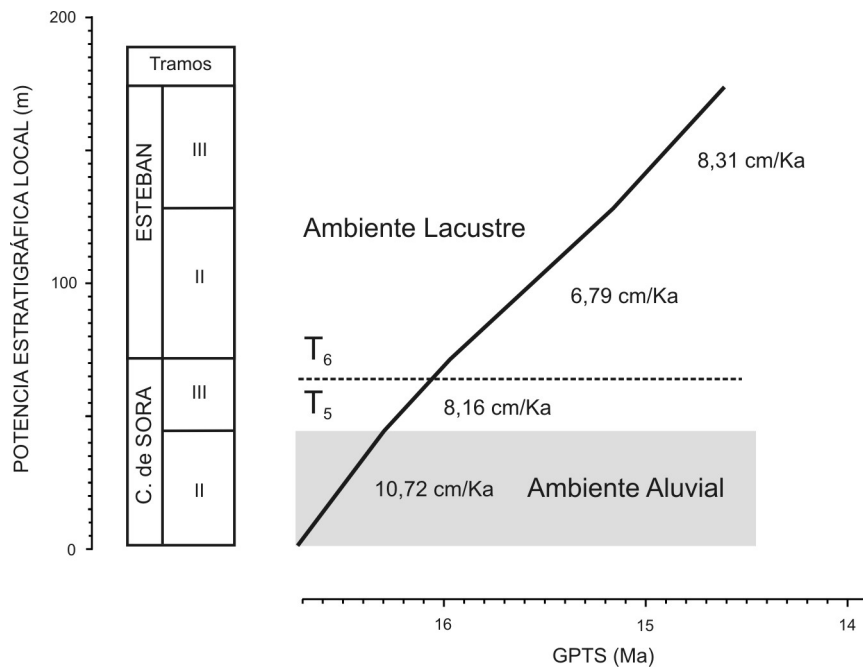


Figura 6.8 Esquema que muestra la evolución de las tasas de sedimentación del subsector Montes de Castejón en relación con los ambientes de sedimentación. En gris el ambiente aluvial, en blanco el ambiente lacustre.

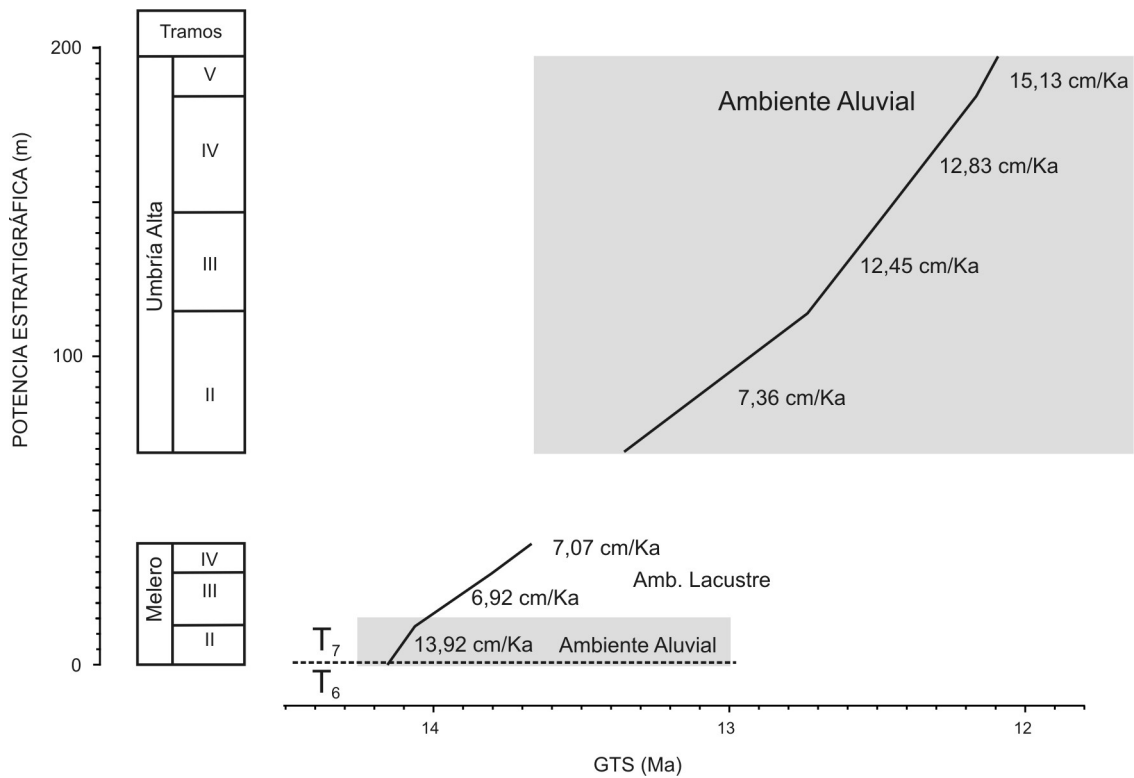


Figura 6.9 Esquema que muestra la evolución de las tasas de sedimentación del subsector Tarazona-Borja en relación con los ambientes de sedimentación. En gris el ambiente aluvial, en blanco el ambiente lacustre.

### 6.2.4 Variación de las tasas de sedimentación y modelo de facies

Como ya hemos visto anteriormente, los sedimentos carbonatados y evaporíticos correspondientes a las unidades T5 y T6 representan un sistema lacustre que se extendió en la parte central de la cuenca del Ebro durante el Mioceno inferior y medio. Un buen ejemplo del ambiente lacustre se encuentra en los depósitos de las áreas de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón, donde la variabilidad climática causó cambios cíclicos que produjeron una alternancia de facies carbonatadas y facies evaporíticas. Los periodos de nivel alto del lago se caracterizan por una extensión máxima de la superficie de un único cuerpo de agua donde se producía sedimentación carbonatada, mientras que en los periodos de nivel del lago bajo se configuraban varias áreas aisladas donde se produjeron depósitos sulfatados (Arenas y Pardo, 1999).

La correlación de las unidades T5 y T6 de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón con la GPTS permite una evaluación de las tasas de sedimentación a lo largo del tiempo en relación con los subambientes de sedimentación que se implantaban en un lugar y momento determinados.

En torno al límite T5/T6 (fig. 6.10), la sección de Castillo de Sora (Montes de Castejón) muestra unos cambios de polaridad bien determinados (cron C5Cn) que permiten estimar una tasa de sedimentación de 9,59 cm/Ka. En la sección de Esteban solo se registra parte de C5Cn.1n al comienzo de la sección. En el caso de la sección de Lanaja también se registran las cinco magnetozonas, como en el caso de Castillo de Sora, pero las magnetozonas correspondientes a C5Cn.1 presentan algunas indeterminaciones de polaridad y la magnetozona normal más moderna (correspondiente a C5Cn.1n) no se registra completa por ser el final del afloramiento; sin embargo es posible estimar una tasa de sedimentación mínima para el cron C5Cn de 4,46 cm/Ka. En la sección de San Caprasio (Sierra de Alcubierre) sólo se ha registrado parte del subcron C5Cn.1n, mientras que el resto del cron C5Cn no se encuentra representado o presenta polaridad incierta; aquí se produce un descenso abrupto en la sedimentación (tasa máxima de 2,99 cm/Ka).

La unidad T6 en San Caprasio tiene una potencia estratigráfica de 115 m y la sección de Esteban 135 m (fig. 6.1); además, las tasas medias de sedimentación estimadas para esta unidad T6 en ambas áreas, Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre, no son significativamente diferentes (7,41 cm/Ka y 7,03 cm/Ka respectivamente). Sin embargo, cuando comparamos el espesor de los sedimentos a una escala de tiempo menor (a la escala de subcron) las dos secciones muestran diferencias más significativas. Así, si se considera el intervalo estratigráfico que se correlaciona con el cron C5Bn.1r, en la sección de San Caprasio la potencia de los sedimentos (entre 12 y 13,5 m) es más del doble que en la sección de Esteban (entre 3 y 7,5 m) (fig. 6.11). En la sección de Esteban, este intervalo está representado por calizas bioclásticas afectadas por karstificación, margas y lutitas. El mismo intervalo en la sección de San Caprasio corresponde a una secuencia de lutitas, arenas, areniscas y calizas arenosas laminadas. El siguiente intervalo estratigráfico, correspondiente al cron C5Bn.1n, muestra que la relación entre Esteban y San Caprasio es la opuesta: un grueso intervalo de entre 10 y 13,5 m de calizas bioclásticas bioturbadas alternando con margas en la sección de Esteban es equivalente en San Caprasio con un intervalo fino de entre 4 y 6,5 m de lutitas ocreas, margas grises con numerosos nódulos de yeso y algunas calizas laminadas.

Este contraste entre facies y potencia de los sedimentos observado entre los Montes de

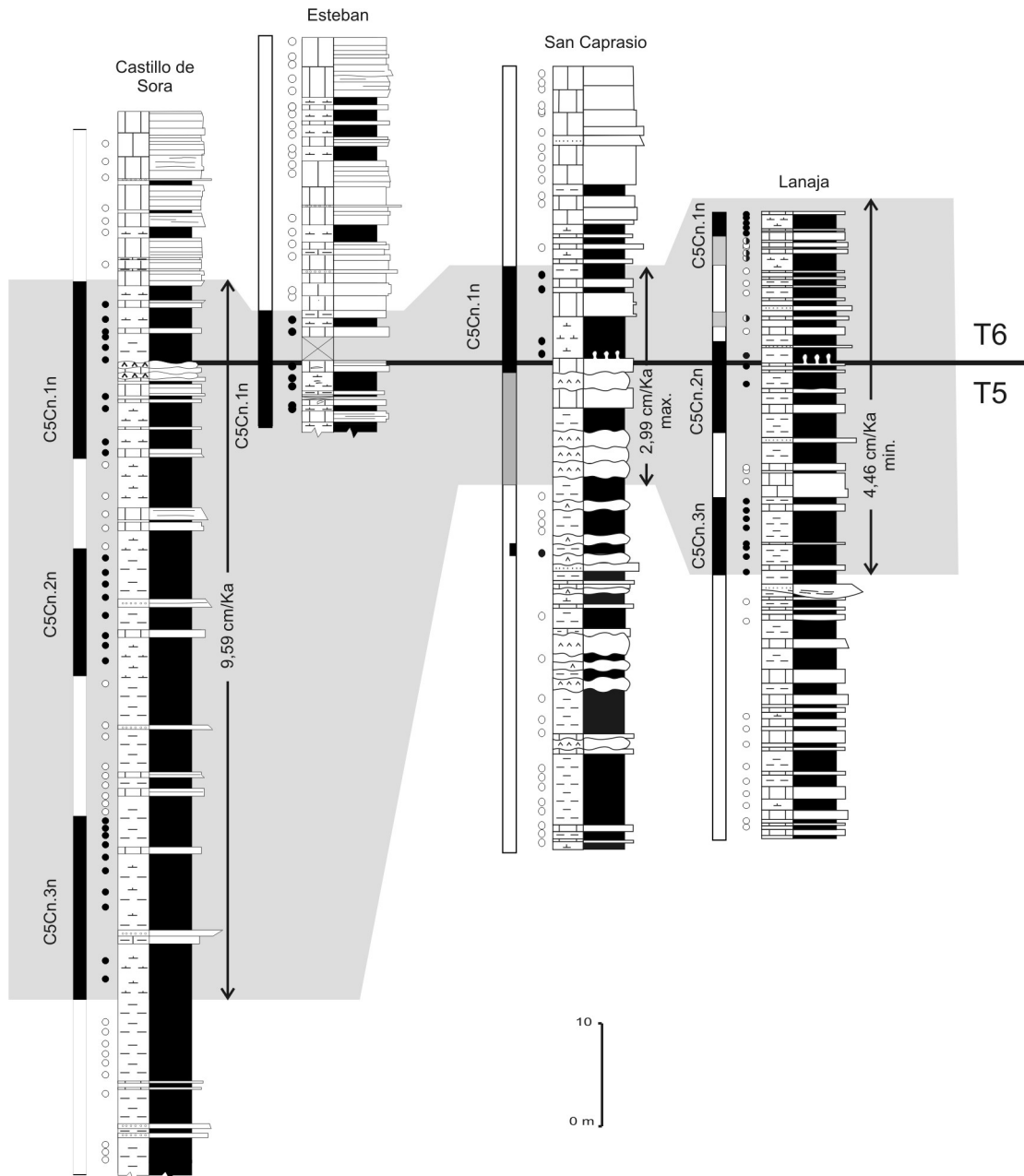


Figura 6.10 Detalle de la estratigrafía y la magnetoestratigrafía de las secciones de Lanaja y San Caprasio (Sierra de Alcubierre) y Castillo de Sora y Esteban (Montes de Castejón) que detalla las diferencias en el espesor de las facies de los depósitos sedimentados durante el cron C6Cn, en torno al límite de UTS T5-T6. Los círculos negros (blancos) indican la posición estratigráfica de las muestras de polaridad normal (inversa). La banda gris indica la duración del cron C6Cn.

Castejón y la Sierra de Alcubierre puede relacionarse con la localización de las diferentes áreas de sedimentación en el modelo lacustre propuesto por Arenas y Pardo (1999), que es controlado en última instancia por las fluctuaciones cíclicas del nivel del lago. Durante los periodos de nivel alto (fig. 6.12 A) en los que había un único cuerpo de agua, y en el que las condiciones de depósito de carbonato en agua dulce prevalecían, se producían gruesas capas de calizas bioclásticas (Lm) en la franja más externa del lago (sección de Esteban), mientras que en las zonas de *offshore* (San



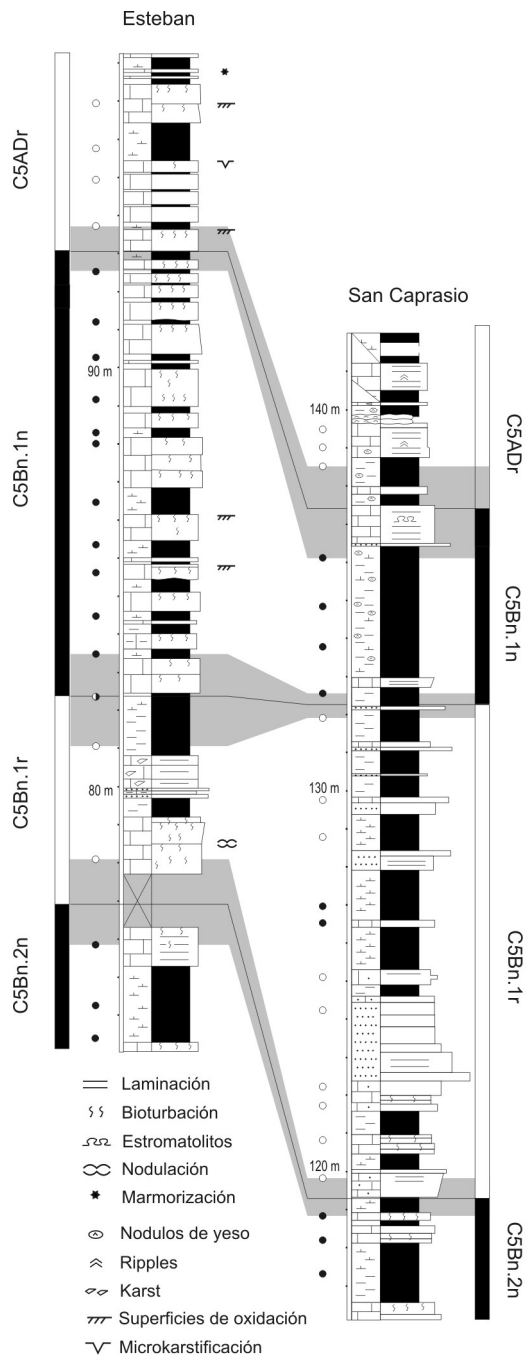
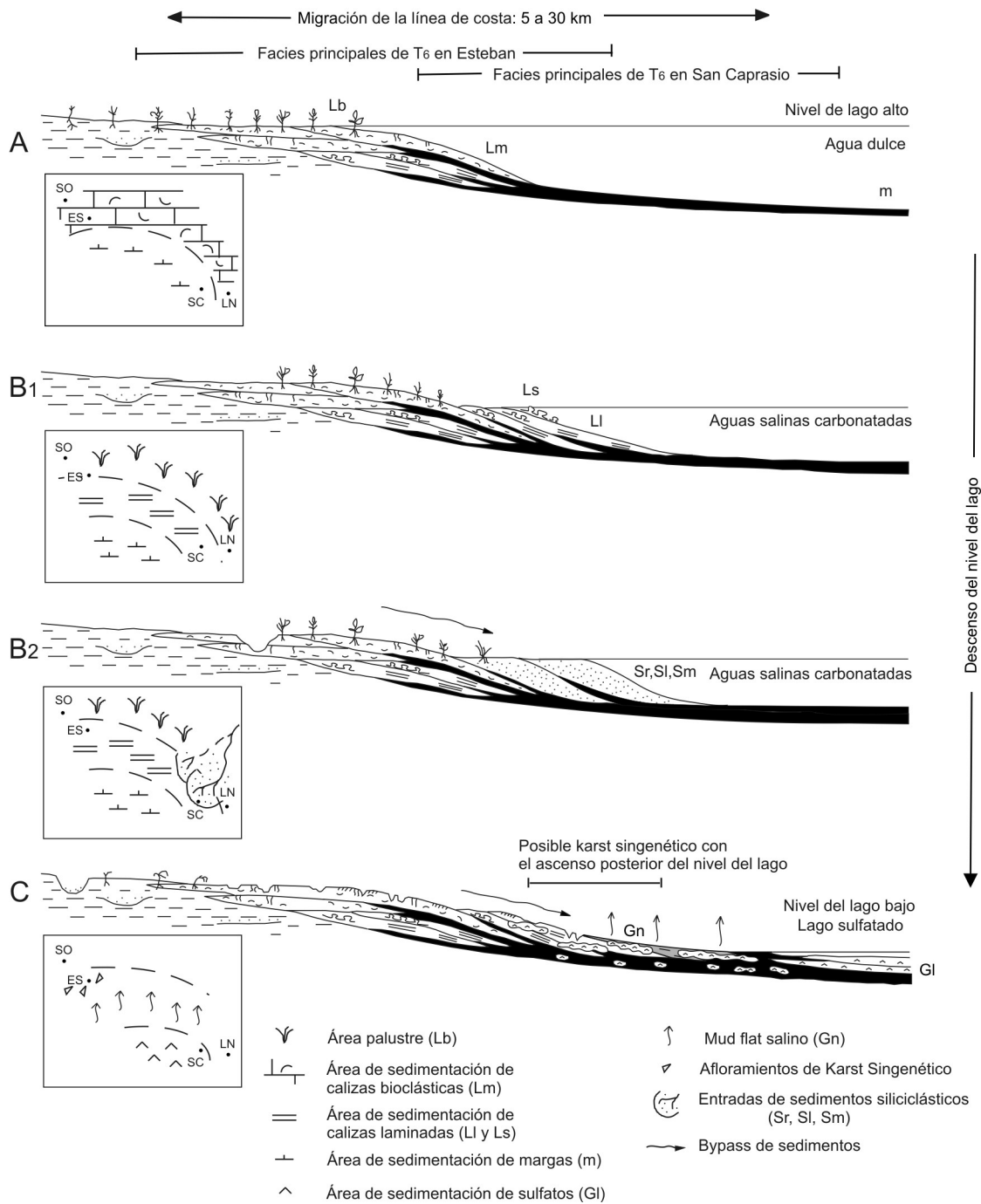


Figura 6.11 Detalle de la estratigrafía y la magnetoestratigrafía de las secciones de San Caprasio (Sierra de Alcubierre) y Esteban (Montes de Castejón) que muestra las diferencias en el espesor de las facies de los depósitos de ambas áreas, en una parte de la UTS T6. Los círculos negros (blancos) indican la posición estratigráfica de las muestras de polaridad normal (inversa); las bandas grises la incertidumbre en los cambios de polaridad.

Caprasio) se depositaban finas capas de margas (M). Al mismo tiempo en el área de Castillo de Sora registraba principalmente sedimentación aluvial distal. Durante los descensos del nivel del lago (fig. 6.12 B1) se producía la exposición de parte de las áreas carbonatadas del nivel alto, que se convirtieron en franjas palustres, mientras que en el lago se formaron facies carbonatadas más salinas (calizas laminadas, LI y estromatolitos, Ls) en las franjas litorales, en tanto que el depósito de margas continuaba en las zonas más internas. Durante los momentos de nivel del lago bajo (fig. 6.12 C), las facies de carbonatos y margas de la zona litoral, depositadas previamente, fueron expuestas y sometidas a procesos diagenéticos salinos (p.ej., crecimiento de nódulos de sulfato, Gn y pseudomorfo acompañado por grietas de desecación y brechificación), mientras que en el cuerpo bajo lámina de agua del lago se producía sedimentación evaporítica (G1). La alternancia de



**Figura 6.12** Modelo de facies (Arenas y Pardo, 1999, modificado por Pérez-Rivarés et al., 2004) para las unidades T5 y T6 del sector central de la Cuenca del Ebro. El esquema muestra la diferencia de facies y procesos resultante de repetidos descensos del nivel del lago, de condiciones agua dulce (nivel alto) a aguas salinas carbonatadas y sulfatadas (nivel bajo). Los mapas muestran la distribución de las facies correspondientes a cada nivel del lago, con indicaciones de la situación de las secciones estratigráficas. SO: Castillo de Sora, ES: Esteban, SC: San Caprasio, LN: Lanaja, GI: yeso laminado, LI: calizas laminadas, Ls: calizas estromatolíticas, Lm: calizas masivas, Lb: calizas bioturbadas, Sm: areniscas masivas, Sl: areniscas laminadas, Sr: areniscas con ripples.

niveles altos y bajos del lago dio lugar a las secuencias simples, dm a m, descritas por Arenas y Pardo (1999).

De acuerdo con este modelo la sedimentación evaporítica de T5 en las partes centrales de la cuenca (Fm. Zaragoza) registra los periodos de nivel bajo del sistema lacustre. La parte más alta de T5, coincidente con el cron C5Cn (fig. 6.10), probablemente registró repetidos y largos periodos de aridez, causando la exposición de extensas áreas lacustres. En el subsector de la Sierra de Alcubierre estos periodos áridos se manifiestan a techo de T5 en San Caprasio y en el área de Montes de Castejón en Castillo de Sora, donde se revelan con el crecimiento de yeso nodular en los carbonatos sedimentados previamente. En algunos casos, las áreas lacustres sulfatadas estaban separadas por barreras subaéreas de bajo relieve que experimentaron procesos diagenéticos salinos durante los periodos de nivel del lago bajo y procesos de disolución-precipitación en los periodos subsiguientes de ascenso del nivel; estos procesos dieron como resultado los depósitos de karst singenético del área de Esteban (Arenas *et al.*, 1999). Mientras tanto, en el área de Castillo de Sora directamente conectadas con el sistema de Luna, se registraron moderadas a altas tasas de sedimentación, gracias a los aportes discontinuos de sedimentos terrígenos.

Un periodo en que dominan los niveles de lago relativamente bajos, con aguas salinas carbonatadas, se corresponde con el cron C5Bn.1r (fig. 6.11) en el que se produce la exposición de franjas de carbonato y karstificación en la sección de Esteban. Al mismo tiempo, el espacio de acomodación reducido a lo largo de los márgenes propició el *bypass* de sedimentos y la progradación de cuñas detríticas hacia las partes más internas de la cuenca (área de San Caprasio, fig. 6.12 B2). Estas contribuciones terrígenas localizadas fueron las responsables de los relativamente altas tasas de sedimentación en San Caprasio asociadas al cron citado (fig. 6.11). Por el contrario, un periodo dominante de nivel alto del lago está bien representado durante el cron C5Bn.1n, cuando la sección de Esteban registró potentes paquetes de calizas bioclásticas. La acomodación incrementada a lo largo de las áreas litorales facilitó la agradación de estos depósitos mientras que en las partes internas del lago (San Caprasio), se producía un depósito de margas de inferior espesor.

En resumen, el modelo de sistema lacustre propuesto por Arenas y Pardo (1999) justifica las diferencias en las tasas de sedimentación durante los cronos C5Cn a C5Bn.1n entre las áreas de San Caprasio y Esteban, por ocupar distintas posiciones dentro del sistema lacustre, mientras que éste experimentaba fluctuaciones cíclicas de nivel. Durante el depósito de la unidad T6, el área de San Caprasio se correspondía mayoritariamente a la zona interna del lago con una sedimentación continua y tasas de sedimentación estables, exceptuando episodios de entrada de sedimentos detríticos (C5Bn.1n). Por el contrario, el área de Esteban se correspondía mayoritariamente con las franjas carbonatadas con sedimentación más discontinua y tasas variables.

### 6.2.5 Implicaciones bioestratigráficas

Del estudio magnetoestratigráfico del sector central de la Cuenca del Ebro se desprenden algunas implicaciones biocronológicas con respecto a las localidades de mamíferos situadas o correlacionadas directamente con las secciones magnetoestratigráficas.

En la sección de Albalatillo se encuentra el nivel fosilífero ALBA 227 que hemos

correlacionado con el cron C6n. En el mismo cron se sitúan las localidades ramblenses Cabezo de la Junta 1 y Barranco de Tudela 3 de la Formación Tudela (Larrasoña *et al.*, 2006). Estos yacimientos contienen *Armantomys parsani*, que es muy similar a los restos de *Armantomys* sp. reconocidos en ALBA 227 (Agustí *et al.*, 2011). *A. parsani* también está presente en varias localidades de mamíferos del Ramblense de la Cueva de Calatayud-Daroca en la biozonas Z y A (Daams, 1990). Las magnetoestratigrafías de la Sierra de Alcubierre y de la Formación Tudela en el sector de Bárdenas (Larrasoña *et al.*, 2006) apoyan la correlación de este conjunto de yacimientos, situados en las biozonas Z-A, con las localidades de MN3 en la Molasa Suiza, que también cuentan con correlación magnetoestratigráfica (sección de Goldinger Tobel, Kempf *et al.*, 1997).

En la sección de Lanaja, las localidades LN 34A y LAL 7, donde se ha encontrado *Pseudotheridomys fejfari*, han podido ser datadas magnetoestratigráficamente en torno a 17,8 Ma (en el cron C5Dr). Este dato es coherente con la asignación del yacimiento de Trub-Sältenbach en la Molasa Suiza a la unidad MN3 (Kempf *et al.*, 1997), que también incluye *Pseudotheridomys fejfari* (Agustí *et al.*, 2011).

En la misma sección, el nivel fosilífero LN 145 se ha asignado al cron C5Cr. En este nivel fosilífero aparece un fragmento de *Democricetodon* sp. La Primera Aparición de este género se considera que marca el límite inferior de MN4 y de la zona B de la biozonación de Calatayud-Daroca, por lo que Agustí *et al.* (2011) propone bajar la edad estos límites a la parte baja del cron C5Cr. En este trabajo se alude a la discrepancia que se produce en la primera aparición de *Democricetodon* en la Molasa Suiza y en el área tipo del Aragoniense en Calatayud-Daroca, pero con este hallazgo la primera aparición de *Democricetodon*, el primero de los “cricétidos miocenos”, podría haber tenido lugar en ambas áreas (Molasa Suiza y Aragoniense de la península) en la base del cron C5Cr, en torno a los 17,2 Ma.

En la sección de San Caprasio, en la parte superior de la magnetozona R16 se localiza el nivel fosilífero SC 109, donde se han encontrado restos del género *Vasseuromys*; esta magnetozona se correlaciona con el cron C5Br, lo que permite emplazar SC 109 en MN5, según los límites establecidos para esta unidad en Agustí *et al.* (2001) y Kalin y Kempf (2002). En la misma sección, en la base de la magnetozona R20 se sitúa la localidad de mamíferos fósiles SC 212, que Agustí *et al.*, (1994a) atribuyeron al Aragoniense Superior (MN7/8) o Vallesiense (MN9) basándose en la identificación de *Ramys* cf. *perezi*, una especie que se ha encontrado en el Vallesiense inferior de la Cuenca del Duero (Álvarez Sierra y García Moreno, 1986), aunque su rango puede extenderse hasta incluir parcialmente el Aragoniense superior (zona de *Megacricetodon ibericus*). La correlación magnetoestratigráfica propuesta correlaciona el nivel estratigráfico donde se localiza SC 212 con el cron C5ABr, en torno a 13,7 Ma, coetáneo de la MN6. Tanto la presencia de *Vasseuromys* en SC 109 como de *Ramys* cf. *perezi* en SC 212 (en España se usa el género *Ramys* como equivalente de las faunas similares a *Vasseuromys*) permiten a Agustí *et al.* (2011) apuntar que las poblaciones de *Vasseuromys* pudieron persistir durante el Mioceno Medio no sólo en Europa Central, sino también en el Noreste de España.

En el subsector de Tarazona-Borja, en la sección de Umbría Alta, la fauna de macromamíferos del nivel inferior del yacimiento de La Ciesma (LC) ha sido asignada a la unidad MN7/8, mientras que el contenido faunístico de microvertebrados *Myomimus dehmi* y *Progonomys*

*sp.* (situado estratigráficamente de 4 a 10 metros por encima) es considerado como propio del Vallesiense. La datación de macromamíferos es coherente con la correlación magnetoestratigráfica propuesta, pero la presencia de los glíridos y múridos mencionados podría considerarse algo temprana. Sin embargo, aunque el género *Myomimus* se considera esencialmente Vallesiense (ver p.ej. Freudenthal y Martín-Suárez, 2013), *M. dhemi* ha sido encontrado en la biozona G o MN6-MN7/8 de la Cuenca de Calatayud-Daroca (Daams *et al.*, 1988), donde aparece por primera vez e incrementa su frecuencia de aparición en otros yacimientos de la cuenca a lo largo de la biozona H, para presentar su último registro en la subzona J2 (Daams *et al.*, 1988; Álvarez Sierra *et al.*, 2003; Sesé, 2006). También ha sido registrado en la Cuenca de Almazán (Cuenca del Duero), en el yacimiento del Mioceno Medio de Escobosa de Calatañazor (Sesé y López, 1977) con la denominación *Peridyromys dehmi*, forma considerada sinónimo de *M. dhemi* por Bruijn *et al.* (1976) y Bruijn *et al.* (2003). El yacimiento de Escobosa de Calatañazor está datado como biozona G3 (Sesé, 2006). Así pues, aunque su expansión se produce en el Vallesiense, en el Aragoniense también se encuentran yacimientos con escasos restos (como en el caso de LC). Sin embargo, aunque se han encontrado restos de *Progonomys* en el sur de Francia y en la cuenca mediterránea occidental que han sido datados en 11,5 o 11,7 Ma, en el cron C5r (Aguilar *et al.*, 1991, 2004; Renaud *et al.*, 1999; Sen, 1990), los primeros múridos del género *Progonomys* no se han encontrado en otras cuencas de la península Ibérica hasta el Vallesiense (MN9). Es el caso de algunos yacimientos de la región de Calatayud y Teruel-Alfambra (Daams *et al.*, 1988; van Dam *et al.*, 2001; Álvarez Sierra *et al.*, 2003), de la cuenca del Duero (López Martínez *et al.*, 1986) y del Vallés-Penedés (Agustí 1981, 1982 y 1990). Pero por otra parte, Domingo *et al.* (2007) utilizan el método biocronológico cuantitativo ML AEO (Maximum Likelihood Appearance Event Ordination, Alroy, 2000) para estimar una edad numérica para numerosos yacimientos de macromamíferos del Mioceno de España, entre ellos el de La Ciesma, del que obtienen una edad de 11,937 Ma, acorde con la asignación magnetoestratigráfica de este trabajo.

**CAPÍTULO 7**  
**CICLICIDAD Y**  
**PERIODICIDAD**  
**SEDIMENTARIA**



## Capítulo 7

### CICLICIDAD Y PERIODICIDAD SEDIMENTARIA

La cicloestratigrafía trata de caracterizar, correlacionar e interpretar variaciones cíclicas en el registro estratigráfico; estos ciclos pueden ser periódicos o no periódicos. Existen patrones sedimentarios en las secuencias estratigráficas, como las alternancias entre rellenos de canal y depósitos de llanura de inundación en secuencias aluviales y fluviales, cuya repetición ha de atribuirse a procesos autocíclicos (Schwarzacher, 1993; Peper y Cloetingh, 1995). Este tipo de ciclicidad no es el que nos interesa en este capítulo, sino aquél que pueda reflejar las variaciones climáticas cuyo origen está en la influencia de los ciclos astronómicos (precesión, oblicuidad y excentricidad), como pueda ser la ciclicidad presente en determinadas secuencias de depósitos lacustres. Estos ciclos orbitales pueden reconocerse en las variaciones de las propiedades físicas de los sedimentos, en las características químicas o isotópicas, e incluso en el contenido fósil

En este apartado trataremos de analizar la ciclicidad de los sedimentos del sector central de la Cuenca del Ebro, caracterizar su periodicidad y correlacionarla con los parámetros orbitales de los ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch; por lo tanto, se trata de conocer si los ciclos climáticos influenciados por las variaciones orbitales han dejado una repercusión estimable en la sedimentación de la cuenca.

Nos hemos centrado en varios tramos predominantemente lacustres carbonatados en las secciones de Albalatillo, San Caprasio y Esteban, ya que estos sedimentos pueden presentar una menor influencia de los procesos autocíclicos, que pueden perturbar el registro de la periodicidad sedimentaria.

Para ello trataremos como series temporales parámetros estratigráficos como el espesor de los estratos y el tipo de litología, o parámetros como la susceptibilidad magnética. Las series temporales han sido sometidas a técnicas de análisis espectral, de forma que podamos observar la relación de los parámetros estudiados con los denominados ciclos de Milankovitch, y así ver su relación con los ciclos de insolación y, por tanto, la relación de estos parámetros con el clima.



### 7.1 ANÁLISIS ESPECTRAL

La principal herramienta que hemos utilizado para caracterizar la ciclicidad de los sedimentos estudiados y localizar la periodicidad presente en los mismos, ha sido el análisis espectral. Para ello se ha utilizado el método del periodograma suavizado (Brockwell y Davis, 1991a) y el método de Blackman-Tukey (Blackman y Tukey, 1958) aplicado a diferentes series temporales construidas con los criterios expuestos en la metodología: tipo I, a partir de la variación de espesores de estratos, tipo II, con valores de “no caliza” y “caliza” equidistantes 10 cm y Tipo III, con datos de susceptibilidad magnética. La estimación temporal se ha establecido mediante la correlación del tramo en que se ha obtenido la serie temporal con la GPTS2012, aunque también se presentan estimaciones de los periodos temporales con la GPTS2004 y CK95.

#### 7.1.1 Sección de Albalatillo

En la sección de Albalatillo se ha considerado un intervalo lacustre, perteneciente a la UTS T5, que se extiende desde el inicio del tramo III (alrededor del metro 95) a la parte final del tramo IV (en torno al metro 253; fig. 3.11), que hemos correlacionado con el tramo de la GPTS que comienza en la base de C6An.1n y termina en el techo de C5Er. Esto supone que el intervalo completo que se contempla en Albalatillo, unos 160 metros aproximadamente, se sedimentó en alrededor de 1,7 Ma.

En las figuras 7.1, y 7.2 se ha representado una selección de los espectros de las series temporales que mejor muestran la periodicidad de la sección de Albalatillo.

#### *Precesión*

Los espectros de tipo I (fig. 7.1) presentan picos de frecuencia relacionados con la precesión, y tienen edades en torno 21 Ka (entre 19,1 y 25,6 Ka) estimadas con la GPTS2012 (Gradstein *et al.*, 2012). En el caso en que los datos de espesor de los estratos se han considerado individualmente (fig. 7.1a y e), el espectro presenta un periodo cercano a 7; lo que significa que cada 3-4 parejas “no caliza-caliza” se identifica con un ciclo de precesión. En el caso en el que solamente se ha tenido en cuenta el espesor de “caliza” (fig. 7.1b) o el de “no caliza” (fig. 7.1c), el periodo es de 3,5 aproximadamente; lo cual es coherente ya que el número de datos es la mitad. Cuando se consideran los datos de espesor de las parejas “no caliza-caliza” sumados (fig. 7.1d) se obtiene también un periodo en torno a 3,5; lo cual confirma la moda de 3-4 parejas “no caliza-caliza” para los ciclos de precesión. En los espectros de tipo II (fig. 7.2a, b), los periodos relacionados con la precesión se sitúan entre 20 y 21, lo que significa que estos ciclos, en Albalatillo, tienen una potencia media de aproximadamente 2 metros. El análisis espectral evolutivo indica que la parte del intervalo que mejor registra la influencia de los ciclos de precesión está entre 19,722 y 18,748 Ma (fig. 7.1e y 7.2b).

#### *Oblicuidad*

La oblicuidad también se reconoce en el intervalo lacustre de Albalatillo. En los espectros de tipo I, donde se consideran los datos de potencia de los estratos individualmente (fig. 7.1a y e), se reconocen periodos entre 12 y 13; siendo alrededor de 6,5 en los espectros en los que sólo se contempla una componente de la pareja “no caliza-caliza” o en los que las potencias de las parejas

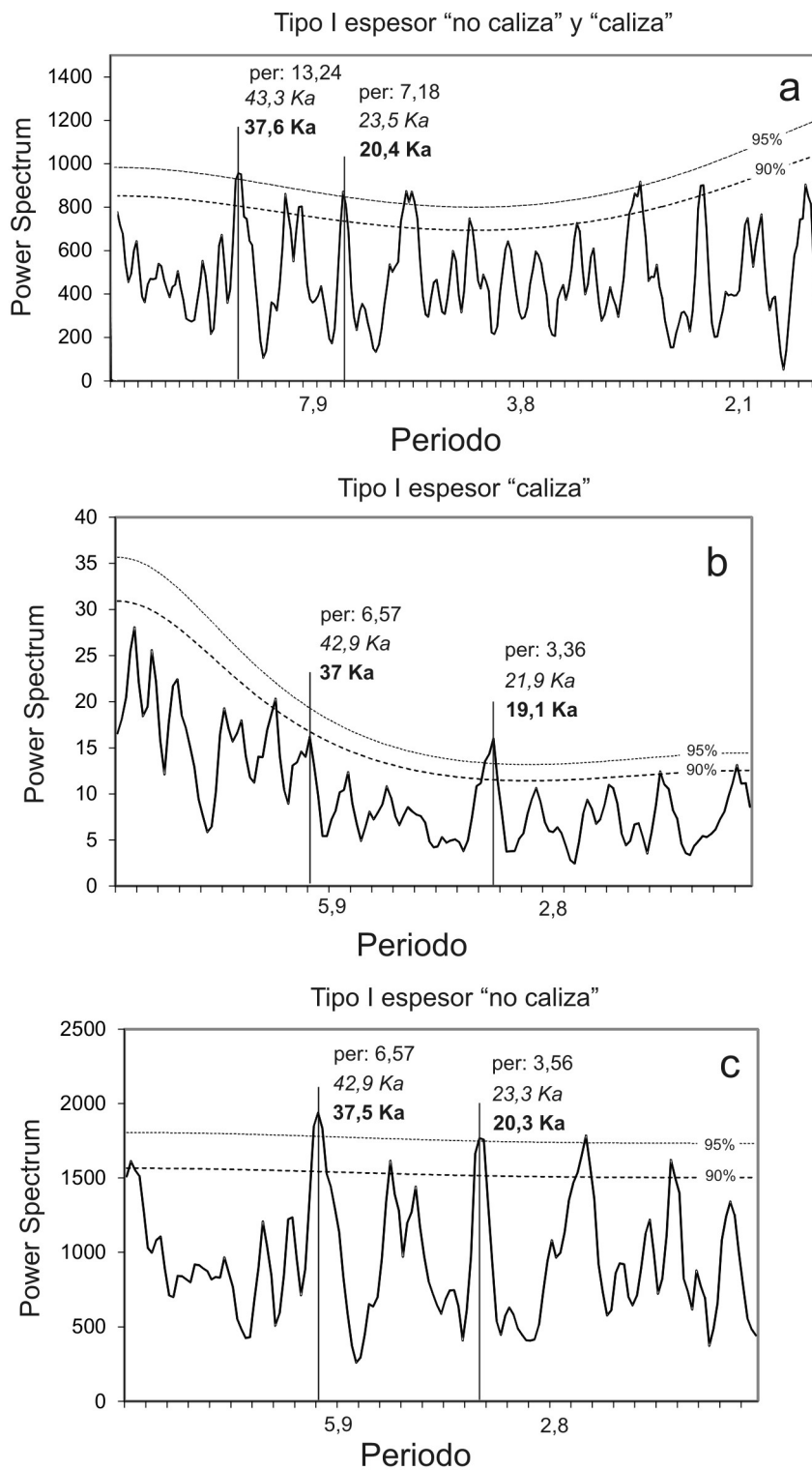


Figura 7.1 Análisis espectral de la sección de Albalatillo (de 20,2 a 18,5 Ma) realizado con el paquete de programas ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Tipo I: a) intervalo completo, datos de espesor individuales; b) intervalo completo, datos de espesor sólo del término "caliza"; c) intervalo completo, datos de espesor sólo del término "no caliza". Periodos temporales en cursiva referidos a CK95 y en negrita a GPTS2004 y GPTS2012.

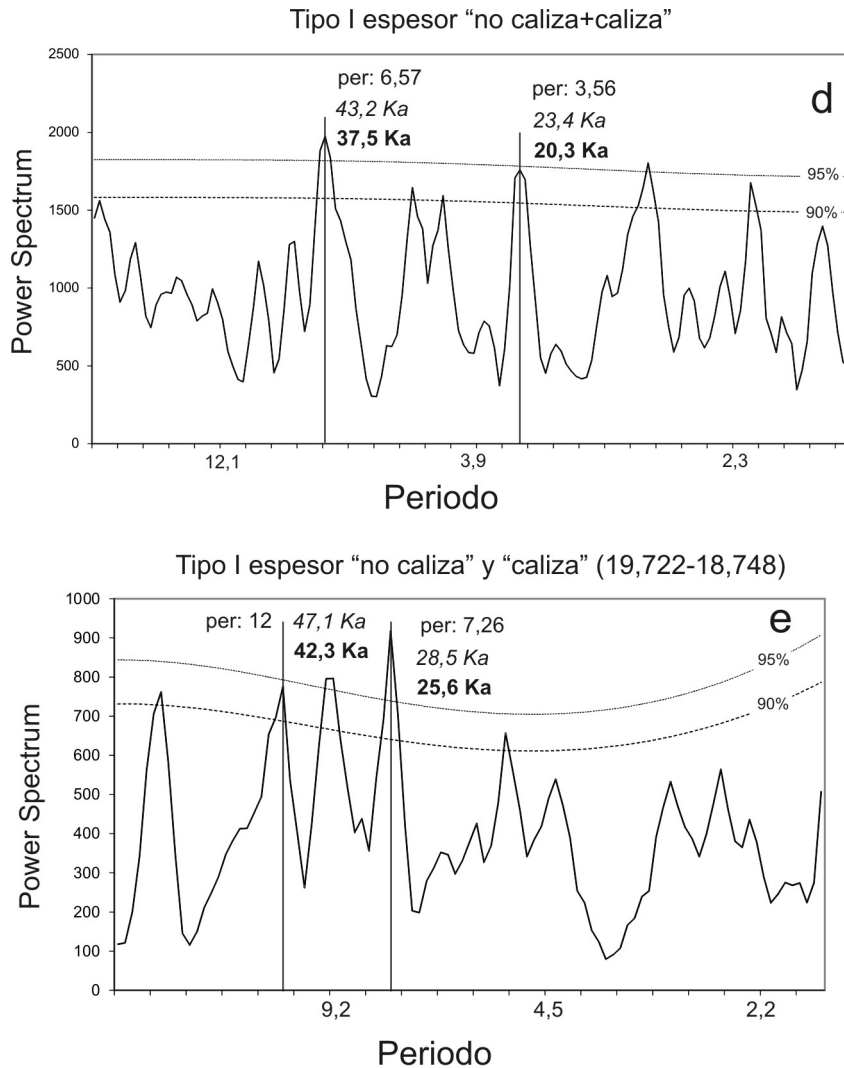


Figura 7.1 (cont.) Análisis espectral de la sección de Albalatillo (de 20,2 a 18,5 Ma) realizado con el paquete de programas ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Tipo I: d) intervalo completo, datos de espesor "no caliza-caliza" sumados; e) intervalo entre 19,722 y 18,748 Ma, datos de espesor individuales. Periodos temporales en cursiva referidos a CK95 y en negrita a GPTS2004 y GPTS2012.

se han sumado (fig. 7.1b, c y d). Así pues, de esto se deduce que los ciclos de oblicuidad están representados en el registro estratigráfico por grupos de en torno a 6-7 parejas "no caliza-caliza". En los espectros de tipo II (fig. 7.2a), por su parte, se han obtenido periodos en torno a 36. Por tanto, en Albalatillo cada ciclo de oblicuidad puede tener influencia sobre un tramo de 3,5 metros de potencia media. Al igual que la precesión, la oblicuidad se reconoce más claramente en la mitad superior del intervalo lacustre considerado, en este caso entre 19,722 y 18,085 Ma (fig. 7.1e).

#### Excentricidad

En el intervalo lacustre de Albalatillo, la excentricidad sólo se ha reconocido claramente (por encima del 95% de significancia) en los espectros construidos con series temporales que representan la susceptibilidad magnética. En concreto, se han registrado picos significativos en

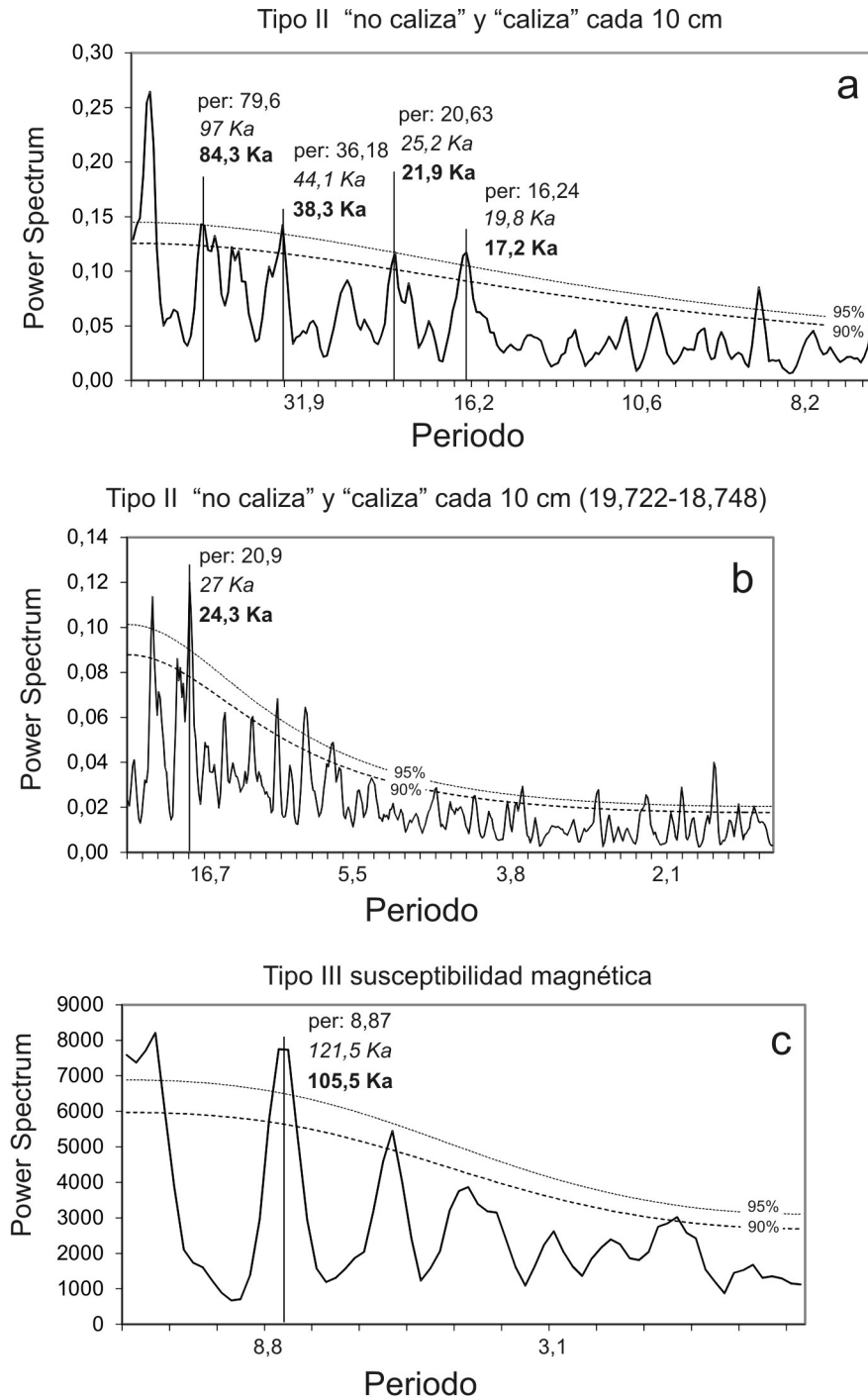


Figura 7.2 Análisis espectral de la sección de Albalatillo realizado con el paquete de programas ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Tipo II y III: a) Tipo II intervalo completo; b) Tipo II intervalo entre 19,722 y 18,748 Ma; c) Tipo III intervalo completo, susceptibilidad magnética. Periodos temporales en cursiva referidos a CK95 y en negrita a GPTS2004 y GPTS2012.

torno a una edad de 105 Ka (estimada según la GPTS2012). El periodo reconocido se sitúa en torno a 9 (fig. 7.2c), lo que supone una potencia del conjunto de estratos correspondiente a unos 9 a 10 metros aproximadamente, ya que el intervalo medio de muestreo, de las muestras obtenidas para el estudio magnetoestratigráfico en esta sección, es de 1,07 m.

Del análisis de los espectros obtenidos se desprende que en el intervalo lacustre de Albalatillo los ciclos orbitales que mejor están identificados son los de precesión y oblicuidad, mientras que la excentricidad se reconoce ocasionalmente.

### 7.1.2 Sección de San Caprasio

En la sección de San Caprasio se ha estudiado todo el tramo II, que corresponde a la UTS T6 en la sierra de Alcubierre (fig. 3.12). Como ya se ha comentado anteriormente, se trata de un tramo en el que domina la sedimentación lacustre de tipo carbonatado (alrededor de 120 m de potencia) y se ha correlacionado con el tramo de la GPTS que comienza en el cron C5Cn.1n y termina en el cron C5ADn (en torno a 1,65 Ma, estimados según GPTS2012).

En las figuras 7.3 y 7.4 se han representado los espectros de las series temporales que mejor se relacionan con los ciclos de Milankovitch.

#### *Precesión*

La precesión es, sin duda, el parámetro más ubicuo de los ciclos orbitales en San Caprasio; está presente en prácticamente todos los espectros estudiados. En los espectros de tipo I, construidos con series temporales donde se ha sumado el espesor de los pares “no caliza-caliza” (fig. 7.3), la precesión se manifiesta preferentemente con periodos en torno a 4 (valores de tiempo estimado de 21 a 23 Ka), aunque en los casos en que se manifiesta la moda de 19 Ka, el período es alrededor de 3. De nuevo, al igual que en Albalatillo, la precesión se revela en el registro estratigráfico como secuencias con moda de 3-4 parejas “no caliza-caliza”.

En los espectros de tipo II (fig. 7.4a y b), se han obtenidos periodos de entre 16,5 y 17,5, en picos de precesión significativos en torno a la moda de 23 Ka. Esto implica que los ciclos de precesión en el registro estratigráfico tienen una potencia media en torno a 1,7 m.

#### *Oblicuidad*

En los espectros de San Caprasio la oblicuidad se manifiesta raramente por encima del 95% de significancia. Cuando esto ocurre, los picos representan la modulación de 29 Ka; en el espectro de tipo I con sólo términos de “calizas” (fig. 7.3b), estos picos se corresponden con un periodo en torno a 5.

#### *Excentricidad*

La excentricidad en San Caprasio está poco representada en los espectros. En el espectro de tipo II construido para el intervalo entre 15,7 y 15 Ma (fig. 7.4b), aparece un pico significativo con un periodo temporal de 114 Ka (estimado según la GPTS2012). En este espectro, los datos se repiten con un periodo de 84,33, lo cual implica que el ciclo de excentricidad de alta frecuencia tiene una potencia media de 8,5 m. En el caso del espectro de tipo III elaborado con susceptibilidad magnética (fig. 7.5c), se reconoce la excentricidad con un periodo de 7,17 datos y 97,2 Ka. El intervalo de muestreo magnetoestratigráfico medio en la unidad T6 de San Caprasio ha sido de 0,94 metros, por lo que se puede estimar una potencia para los ciclos de excentricidad de 6,74 m.

En Albalatillo y San Caprasio los espectros de tipo III revelan la presencia de los ciclos de

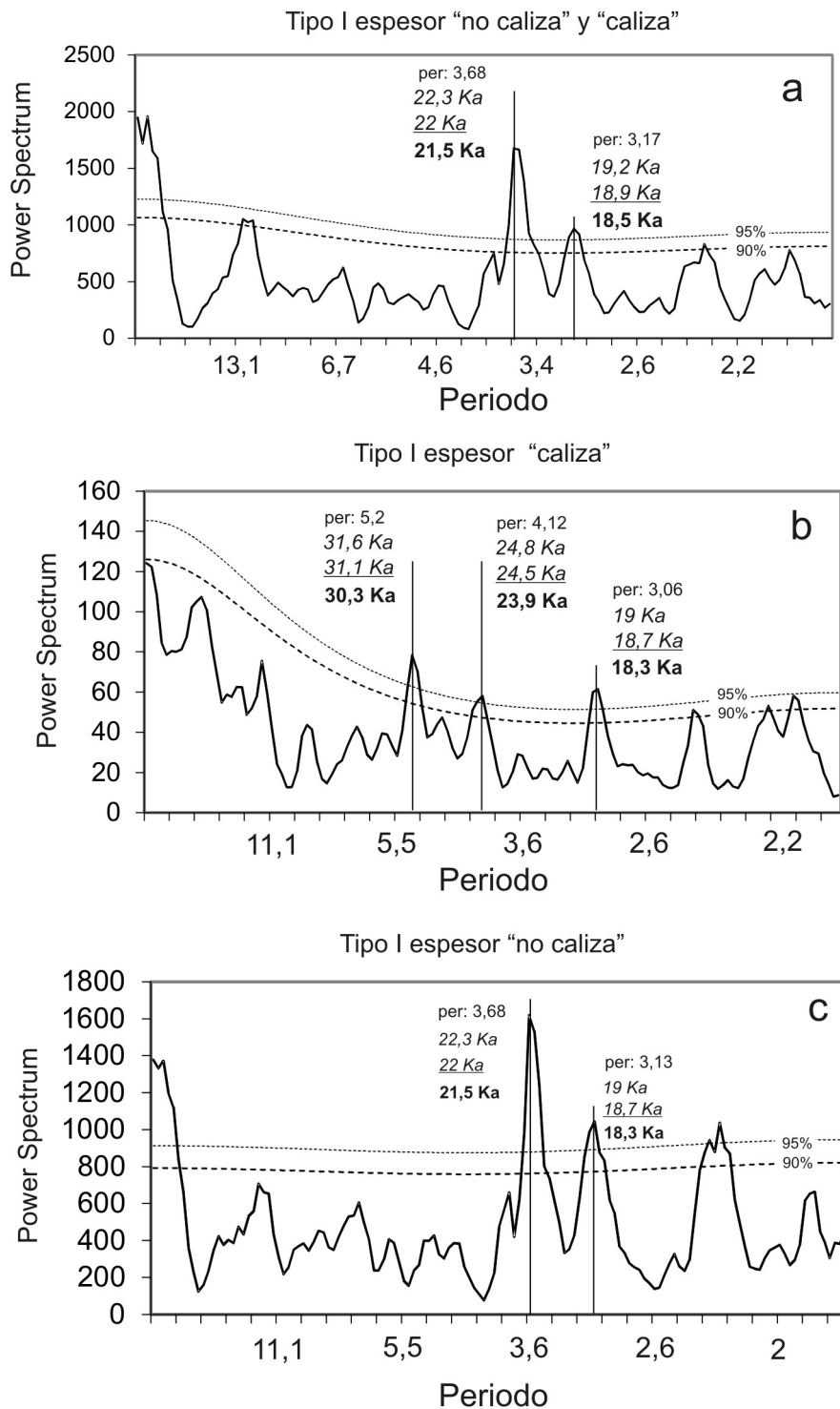


Figura 7.3 Análisis espectral de la sección de San Caprasio (tramo II, UTS T6) realizado con el paquete de programas ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Tipo I: a) intervalo completo, datos de espesor "no caliza-caliza" sumados; b) intervalo completo, datos de espesor sólo término "caliza"; c) intervalo completo, datos de espesor sólo término "no caliza". Periodos temporales en cursiva referidos a CK95, subrayado a GPTS2004 y en negrita a GPTS2012.

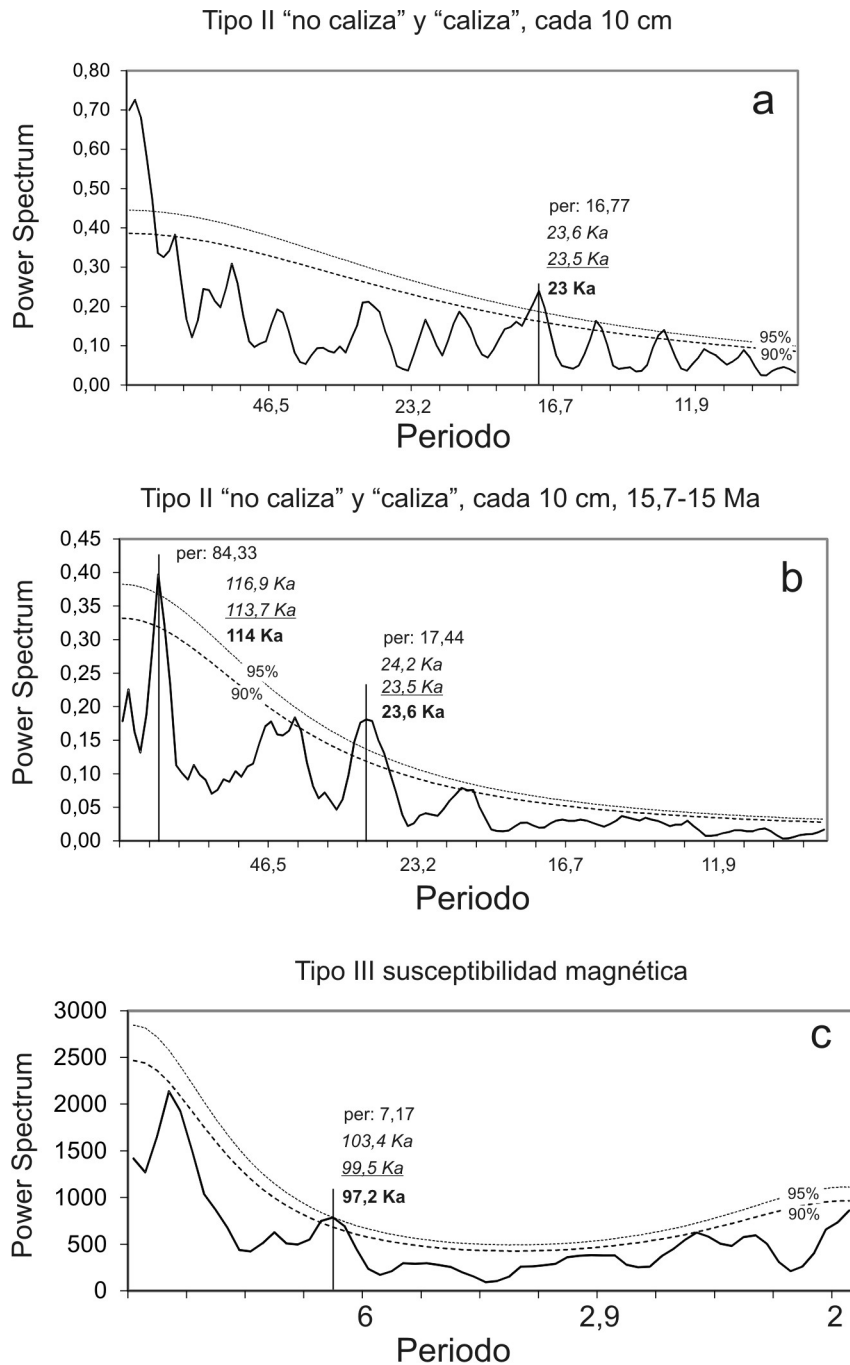


Figura 7.4 Análisis espectral de la sección de San Caprasio (tramo II, UTS T6) realizado con el paquete de programas ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Tipos II y III: a) Tipo II intervalo completo, datos de espesor individuales; b) Tipo II intervalo entre 15,7 y 15 Ma; c) Tipo III intervalo completo, susceptibilidad magnética. Periodos temporales en cursiva referidos a CK95, subrayado a GPTS2004 y en negrita a GPTS2012.

excentricidad corta, pero no los de oblicuidad o precesión. Se ha encontrado que la potencia media en el registro estratigráfico de estos dos últimos ciclos varía entre 1,7 y 2 m para la precesión y es de 3,5 m para la oblicuidad. El intervalo de muestreo para los datos de susceptibilidad magnética ha

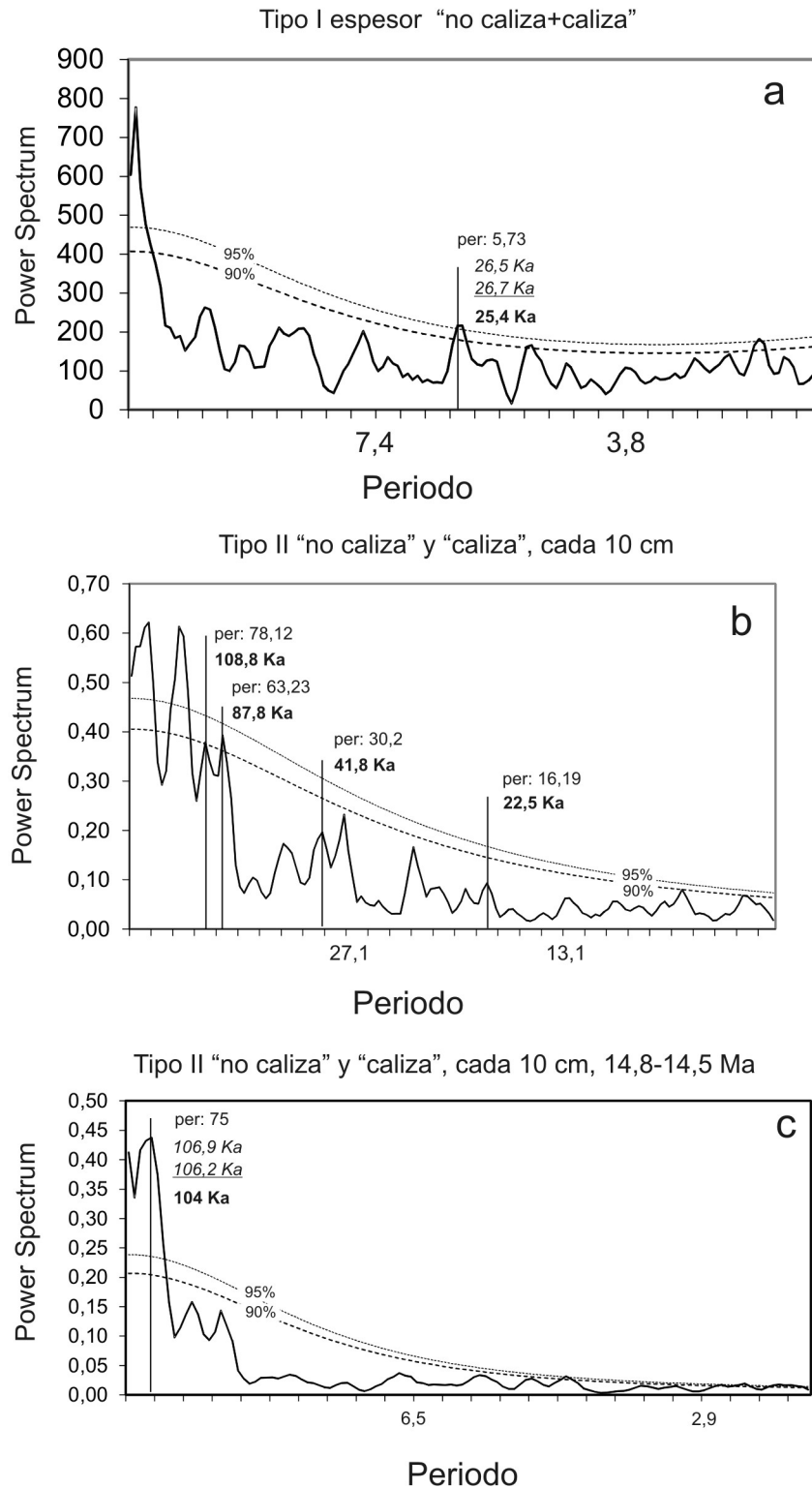


Figura 7.5 Análisis espectral de la sección de Esteban realizado con el paquete de programas ITSM (Brockwell y Davis, 1991a). Tipo I y II: a) Tipo I intervalo completo, datos de espesor "no caliza-caliza" sumados; b) Tipo II intervalo completo; c) Tipo II, intervalo 14,8 a 14,5 Ma. Periodos temporales en cursiva referidos a CK95, subrayado a GPTS2004 y en negrita a GPTS2012.



sido alrededor de 1 m, lo que indica que aunque la frecuencia de muestreo no se encuentra por debajo de la frecuencia de Raleigh (frecuencia más baja para la cual se pueden hacer interpretaciones), sí es demasiado similar para que el análisis espectral revele periodicidades relevantes para estos dos últimos parámetros.

### 7.1.3 Sección de Esteban

La sección de Esteban se ha analizado espectralmente casi en su totalidad: se ha elegido la parte de sección correspondiente a la unidad T6 y solamente se ha excluido el primer tramo de la sección (7 m aprox., fig. 3.15). Así pues, el intervalo lacustre carbonatado estudiado supone alrededor de 130 m, que hemos correlacionado con el tramo de la GPTS2012 que se extiende de C5Cn.1n a C5ADn (1,7 Ma aproximadamente).

Los espectros de Esteban son los que han revelado una peor correlación con los ciclos de Milankovitch (fig. 7.5). En las series temporales más completas, la mayoría de los picos de periodicidad de los espectros se encuentran por debajo de las bandas de confianza, y solamente en casos puntuales se reconocen picos significativos relacionados con precesión o excentricidad. En el espectro de tipo I de la figura 7.5a, solamente se reconoce por encima de las bandas de confianza la precesión, con un periodo temporal en torno a 25,4 Ka (GPTS2012). Este pico, significativo en un 95%, presenta un periodo de 5,73 datos. El espectro es de una serie temporal en la que se han sumado los términos “no caliza-caliza”, por lo que implica entre 5 y 6 parejas “no caliza-caliza” para cada ciclo de precesión, superior a la moda de 3-4 de Albalatillo y San Caprasio.

Los picos de los espectros de tipo II, no llegan a ser significativos por no superar las bandas de confianza establecidas para la serie completa (fig. 7.5b), pero si se restringe al tramo de 14,8 a 14,5 Ma, el pico correspondiente a la excentricidad de 100 Ka se potencia hasta superar la banda de confianza del 95%, y muestra un periodo de 75 datos y 104 Ka (fig. 7.5c); esto se traduce en una potencia estratigráfica media de 7,5 m para la excentricidad de 100 Ka en la sección de Esteban.

En este caso, no se han construido series temporales de tipo III porque se disponía de menos de 100 datos de susceptibilidad magnética para el intervalo de la sección de Esteban.

## 7.2 RECONOCIMIENTO DE LA PERIODICIDAD ORBITAL EN EL REGISTRO SEDIMENTARIO

Los espectros obtenidos con el paquete informático ITSM tratan la periodicidad de los datos sin referencias temporales; éstas se obtienen posteriormente transformando la periodicidad de los datos en periodicidad temporal. Esto nos permite conocer el periodo de recurrencia de las parejas "no caliza-caliza" a partir de los espectros de tipo I contruidos con los datos de espesor de estas parejas. De los espectros de tipo II y III se puede obtener el valor de la potencia media del conjunto de parejas que conforman cada ciclo considerado.

Así pues, como se veía en el apartado anterior, se ha obtenido una serie de periodos de los datos estratigráficos que componen las series temporales, que nos permiten estudiar cómo se reflejan los ciclos de Milankovitch en el espesor y disposición de las secuencias de facies sedimentarias del registro estratigráfico.

Se ha visto que la precesión se manifiesta, en los espectros de tipo I, con periodos en modas de 3 a 4 parejas "no caliza-caliza" tanto en Albalatillo como en San Caprasio. En Esteban el periodo se incrementa hasta 5-6 parejas.

Los espectros de tipo II indican que los ciclos de precesión en Albalatillo tienen una potencia media de aproximadamente 2 metros, mientras que en San Caprasio tienen una potencia media en torno a 1,7 m.

Por otro lado, de los espectros de Albalatillo se deduce que cada ciclo de oblicuidad se manifiesta en el registro estratigráfico en grupos de en torno a 6-7 parejas "no caliza-caliza". Estos grupos pueden tener en Albalatillo una potencia de alrededor de 3,5 metros. En San Caprasio y Esteban la oblicuidad es poco evidente en el análisis espectral.

Los ciclos de excentricidad corta o de alta frecuencia (100 Ka) se han identificado en las tres secciones estudiadas, y se ha podido evaluar la potencia del conjunto de estratos que corresponde a cada ciclo. En Albalatillo se ha estimado la potencia en 9 m aproximadamente, mientras que los ciclos de precesión presentaban una potencia media de 2 m. En San Caprasio, la potencia media se reduce a valores entre 6,74 y 8,5 metros; los ciclos de precesión también arrojaban valores de potencia más bajos, en torno a 1,7 m. Esteban presenta los valores de potencia más bajos (6,5 m) para los ciclos de excentricidad.

En el registro estratigráfico lacustre de la Sierra de Alcubierre, se reconocen conjuntos de 2 a 6 parejas "no caliza-caliza", con moda en 3-4 parejas, cuya potencia evoluciona según una tendencia estratigráfica cíclica, generalmente asimétrica (fig. 7.6), que serían la respuesta del sistema lacustre a los ciclos de precesión. La potencia de estos conjuntos de parejas puede variar de 30 cm a 4,5 m, concordante con la potencia de las secuencias sedimentarias simples de expansión-retracción lacustre (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999). Algunos conjuntos de parejas, compuestos por un mayor número ellas, podrían ser el reflejo de la influencia de la oblicuidad en el registro sedimentario. Por otro lado, se reconocen grupos, de aproximadamente cinco de los conjuntos anteriores (de 2 a 6 parejas), que evolucionan de base a techo desde mayor proporción de margas a mayor proporción de calizas, y responden a un proceso general de somerización

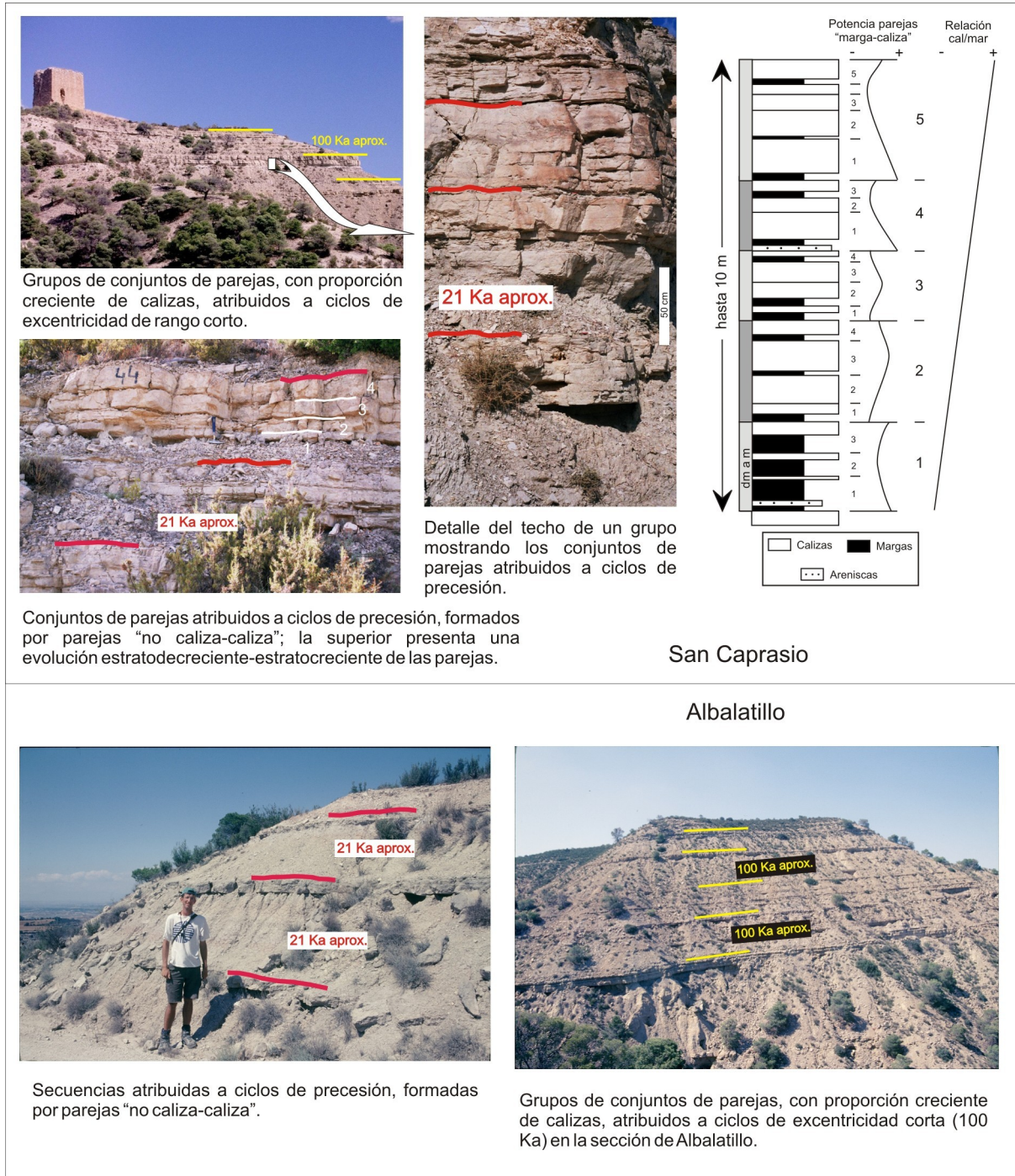


Figura 7.6 Esquema de los conjuntos estratonómicos "no caliza-caliza" reconocidos como ciclos de precesión y de su organización en grupos identifica-

lacustre. Estos grupos tienen una potencia de 6 a 10 m y podrían reflejar los ciclos de excentricidad de 100 Ka en el registro lacustre.

En el Oligoceno superior y Mioceno inferior de la parte más oriental del sector central de la Cuenca del Ebro se han realizado diversos estudios de periodicidad sedimentaria que obtienen potencias de los ciclos de precesión y excentricidad similares a los de este trabajo. Así, Barberá

(1999) reconoce en la Formación Torrente de Cinca, en la sección de Fraga (Chatiense, Friend *et al.*, 1988-89), ciclos de precesión que corresponden a conjuntos de facies lacustres carbonatadas de 1,5 a 2,5 m de potencia, y grupos de 12 a 15 metros que corresponden a la excentricidad de 100 Ka. Posteriormente, Valero *et al.* (2014) estudian la periodicidad sedimentaria en la Formación Mequinenza. En la sección de Mequinenza encuentran ciclos de precesión asociados con intervalos de potencias entre 1,23 y 1,66 m y ciclos de excentricidad corta relacionados con intervalos de potencias de 5,74 a 7,03 m, mientras en la sección de Mina Pilar los ciclos de excentricidad presentan potencias de entre 7,73 y 14,25 m.

Sin embargo, Luzón (2001) y Luzón *et al.* (2002), que estudian la periodicidad sedimentaria en la Fm. Torrente de Cinca, hallan periodos superiores a los reconocidos en este trabajo. En su caso, el intervalo estudiado se sitúa en la sección de Candanos, entre los cronos C6n.2n y C6Br (Gomis 1997; Gomis *et al.*, 1997). El análisis espectral identifica ciclos de precesión (entre 19 y 21 Ka) con periodos de parejas “caliza-marga” en torno a 7 y los relacionan con secuencias de somerización de escala métrica, desarrolladas en las zonas lacustres internas.

Por otra parte, en el Mioceno Medio-Superior (Aragoniense Superior-Vallesiense) de la Cuenca de Calatayud, Abdul Aziz *et al.* (2000) identifican secuencias básicas, de una potencia media de 1,6 m (de 1,3 a 2 m), consistentes en un estrato de carbonato (principalmente dolomítico) precedido por un estrato de lutita roja o gris, que relacionan con ciclos de precesión. También reconocen unas alternancias en el grosor de los estratos de carbonato cada 5 o 6 ciclos básicos sucesivos, que relacionan con la excentricidad corta.

También en el Mioceno Superior (Vallesiense) de la Cuenca de Teruel, Abdul Aziz *et al.* (2004) aplicaron análisis espectral a la sección de Cascante, una sucesión lacustre mixta carbonatada-siliciclástica. Encontraron que el pico dominante se relacionaba con la secuencia básica (de 2,2 m de potencia). En frecuencias más bajas obtuvieron una relación de 1:2:5 entre los picos dominantes, que se corresponde con la periodicidad astronómica de la precesión, oblicuidad y excentricidad corta (100 Ka). Aplicado el control temporal, mediante magnetoestratigrafía calibrada con la GPTS CK95 (la aplicación de la escala de tiempo astronómica de Lourens *et al.*, 2004 y los resultados astronómicos de Monte Corvi, Hüsing *et al.*, 2007, no cambian las conclusiones del análisis espectral, Abels *et al.*, 2009) obtienen periodos de 20 a 26 Ka para el ciclo básico (precesión) y 41 Ka para ciclos el doble de potentes (oblicuidad) y de 100 a 150 Ka para el ciclo de 5 veces el básico (excentricidad corta). De ello se concluye que la ciclicidad de la sección de Cascante está relacionada con el *forcing* astronómico (Abdul Aziz *et al.*, 2004).

### 7.3 FORCING ORBITAL Y RELACIÓN DE LOS CICLOS ASTRONÓMICOS CON EL CLIMA

Numerosos estudios reconocen la influencia de la precesión en el clima pasado en torno a la zona mediterránea, tanto en sedimentos marinos (Rossingnol-Strick, 1983; Hilgen *et al.*, 1999; Abels *et al.*, 2005), como en sedimentos continentales (Steenbrink *et al.*, 1999; Abdul Aziz *et al.*, 2000; Abels *et al.*, 2009).

En el hemisferio norte, los mínimos de precesión climática hacen que, en las partes altas de la atmósfera, se produzca una insolación alta en verano y una insolación baja en invierno, lo que produce una estacionalidad bien definida. La formación de sapropeles pleistocenos en el área mediterránea se ha relacionado con un aumento de las precipitaciones de invierno durante los mínimos de precesión (Lourens, 2004).

En España también existen trabajos que relacionan una mayor humedad con los mínimos de precesión. En la Formación Abad de la cuenca neógena de Sorbas (Almería) se han encontrado secuencias de margas marinas messinienses que contienen indicadores de condiciones más húmedas, como la presencia de sapropeles, durante los mínimos de los ciclos de precesión (Sierro *et al.*, 1999; Vázquez *et al.*, 2000; Krijgsman *et al.*, 2001). En las secuencias cíclicas de margas marinas pliocenas del Golfo de Cádiz, se ha reconocido un aumento en los sedimentos de arcillas coincidente con los mínimos de precesión, que se ha relacionado con un incremento en los aportes de sedimento del área de drenaje del sur de la Península Ibérica (Sierro *et al.*, 2000).

En el ámbito continental igualmente se han encontrado relaciones de los mínimos precesión con condiciones de mayor humedad. Simulaciones realizadas con el modelo climático global SPEEDY (*Simplified Parameterizations primitive Equation Dynamics*, Molteni, 2003) para determinar el impacto de los extremos de precesión en el clima de España muestran que durante los mínimos de precesión tienen lugar las mayores precipitaciones anuales netas, y que la precipitación de invierno juega un rol importante en los aportes de agua, tanto de superficie como subterráneos, que determinan los niveles de los lagos (Abels *et al.*, 2009).

La sucesión vallesiense de Cascante (Teruel) se formó en una cuenca endorreica de tipo rampa de baja energía (Abdul Aziz *et al.*, 2004; Abels *et al.*, 2009). En ella tenían lugar pequeñas fluctuaciones del nivel del lago que produjeron una secuencia básica, donde se suceden lutitas rojas, que se interpretan como depósitos de *sheet flow* de baja energía en la llanura aluvial distal, lutitas verdes, originadas por la reducción y lixiviación de los depósitos de *sheet flow* cuando el nivel de lago ascendió, y finalmente calizas, que se asocian con los niveles de lago más altos, y que en exposiciones subaéreas episódicas adquirieron características palustres. Como hemos explicado en el apartado anterior, Abdul Aziz *et al.* (2004) aplicaron el análisis espectral a la regularidad estratigráfica de los ciclos en la sección, concluyendo que su ciclicidad está relacionada con el *forcing* astronómico. El *tuning* astronómico construido para esta sección, calibrado con las inversiones magnéticas usando edades astronómicas de Hüsing *et al.* (2007), revela las relaciones de fase entre los estratos de carbonato y los mínimos de precesión y de los estratos de lutitas con los máximos de precesión (Abels *et al.*, 2009).

El caso inverso se reconoce a una frecuencia más baja. En el área del Mediterráneo, la

ausencia de sapropeles pleistocenos se asocia a los mínimos de excentricidad y se relaciona con precipitaciones más bajas en las zonas del margen sur, y quizá también en las zonas septentrionales (Lourens, 2004).

También, en relación con los mínimos de excentricidad, se ha observado una reducción de los suministros de detríticos en las secuencias cíclicas de las margas pliocenas del Golfo de Cádiz, (Sierro *et al.*, 2000).

En cuencas continentales se apunta en el mismo sentido. En la Cuenca de Teruel, los subambientes lacustres someros, relacionados con niveles relativamente bajos del lago, se correlacionan con mínimos de excentricidad corta como resultado de la modulación de la amplitud de la precesión (Abels *et al.*, 2009). Las condiciones de nivel alto del lago, que conforman subambientes lacustres relativamente profundos, se correlacionan con los máximos de excentricidad corta. En el mismo sentido, periodos largos en los que domina un nivel bajo del lago se corresponden con los mínimos de excentricidad larga (405 Ka) y periodos prolongados de nivel alto, con los máximos de la misma. Por lo tanto, periodos prolongados de condiciones relativamente secas, influenciadas por los mínimos de excentricidad corta y larga (100 y 405 Ka), pueden asociarse a descensos del nivel lacustre en España durante el Mioceno superior continental (Abels *et al.*, 2009).

En definitiva, en estos casos de la zona circunmediterránea y de la España continental se encuentra una correspondencia entre periodicidad sedimentaria y condiciones climáticas influenciadas por los ciclos orbitales. Los mínimos de precesión se relacionan con intervalos de mayor humedad neta y los máximos con periodos más secos, mientras que los mínimos de excentricidad se relacionan con periodos de menor humedad, y los máximos con periodos más húmedos.

En nuestro caso, los conjuntos de parejas correlacionados con los ciclos de precesión son más complejos que en el caso presentado por Abels *et al.* (2009). En la cuenca de Teruel, los ciclos de precesión se correlacionan con secuencias básicas de profundización-somerización en las que todos sus términos están presentes en la mayor parte de los ciclos, mientras que en nuestro estudio, la precesión se correlaciona con una combinación de entre 2 y 6 parejas (2-3 de media) correspondiente a una secuencia de expansión-retracción lacustre. La variación en el número de parejas que constituyen un ciclo de precesión, y el hecho de que a menudo falten términos de la secuencia, hacen muy complejo correlacionar directamente estos conjuntos de parejas con los ciclos de precesión. Sin embargo, el análisis espectral muestra claramente una relación entre estos conjuntos (2-3 de media) y los ciclos de precesión, y teniendo en cuenta la correspondencia encontrada entre los máximos de humedad y los mínimos de precesión en la zona mediterránea y las cuencas continentales de la península, podemos estimar una correlación entre estos conjuntos con las fases de la precesión. Según el modelo sedimentario de Arenas (1993) y Arenas y Pardo (1999), las secuencias más ricas en margas (que dominan en la parte baja de los conjuntos de parejas) corresponderían a momentos de nivel más alto del lago, por lo que se pueden correlacionar con los mínimos de precesión, en los que las condiciones de más humedad serían más frecuentes. Del mismo modo, las secuencias más ricas en calizas (que dominan en la parte alta de los conjuntos de parejas), que corresponderían a niveles del lago algo más bajos, podrían correlacionarse con los

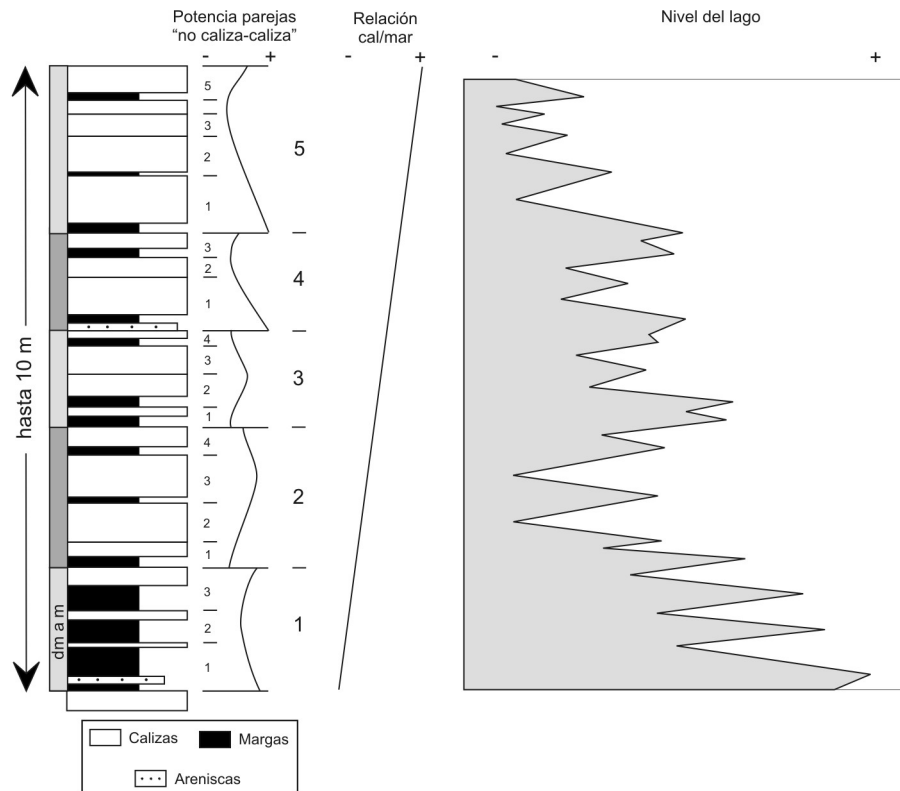


Figura 7.7 Esquema de la relación entre los conjuntos estratigráficos “no caliza-caliza” (reconocidos como ciclos de precesión) y su organización en grupos (identificados como ciclos de excentricidad corta), y la variación del nivel lacustre.

máximos de precesión (fig. 7.7).

Para examinar la periodicidad de más largo periodo se han correlacionado varios intervalos de las secciones estratigráficas de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón con las curvas de excentricidad de Laskar *et al.* (2004) a partir de las edades de los límites de crones (calibradas con la GPTS2012) reconocidos en las secciones magnetoestratigráficas (figs. 7.8 a 7.10).

En la figura 7.8, correspondiente a la sección de Ontiñena, se observa una correlación entre los intervalos más ricos en calizas con los máximos de excentricidad corta, mientras que los intervalos que muestran tramos más ricos en lutitas se correlacionan con los mínimos de excentricidad corta. Algo similar ocurre en los ciclos de excentricidad larga, donde las agrupaciones de intervalos más ricos en carbonato se correlacionan con los máximos de los ciclos de excentricidad de 400 Ka. La sección de Ontiñena corresponde a unas condiciones de depósito mixtas entre ambiente lacustre y aluvial distal. En este contexto, los estratos de calizas y margas grises asociadas representan periodos de mayor humedad, con los niveles de lago más altos, y se formaron en zonas lacustres-palustres que constituían el tránsito entre las llanuras lutíticas (partes distales de abanicos aluviales) y las áreas lacustres carbonatadas. Luzón (2001) estima que el medio de formación de las calizas puede estar tanto en zonas marginales de las áreas lacustres estables relacionadas lateralmente con abanicos aluviales, como en lagunas someras aisladas que pueden generarse en el interior de las llanuras aluviales. Los intervalos con mayor dominio de lutitas rojas y marrones representan la retracción del lago causada por unas condiciones más áridas y el depósito de sedimentos en llanuras aluviales de gran amplitud, en zonas de desconfinamiento de

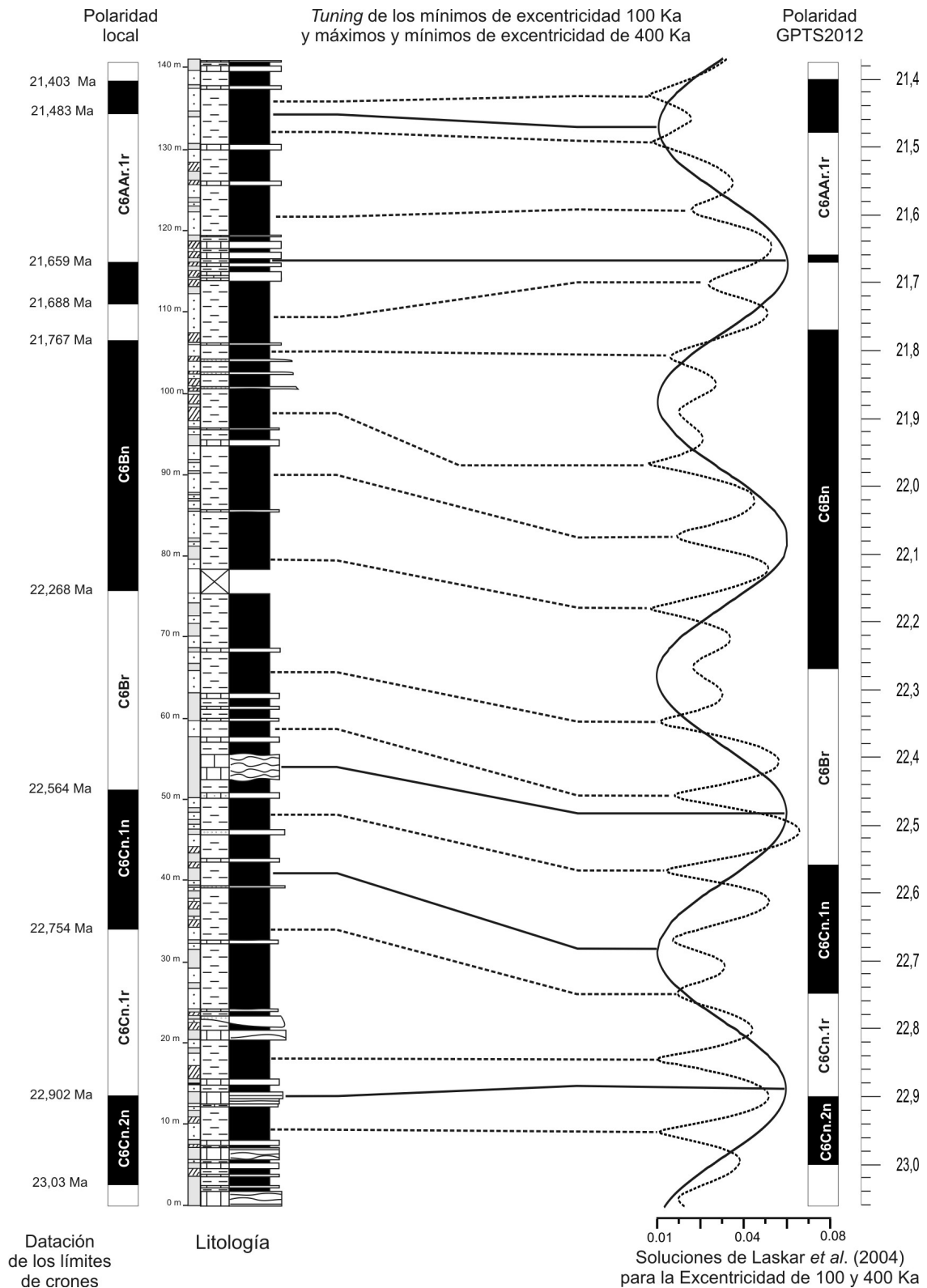


Figura 7.8 Correlación de la sección de Ontiñena con sucesivos ciclos de excentricidad de las curvas de Laskar *et al.* (2004) a partir de la correlación magnetoestratigráfica calibrada con la GPTS2012 (Gradstein *et al.*, 2012).



flujos.

Por el contrario, en la unidad lacustre T6 en las secciones de Esteban y San Caprasio (fig. 7.9) la situación se invierte. Los intervalos consistentes en importantes paquetes de calizas se correlacionan con los mínimos de excentricidad, tanto corta como larga, aunque es en estos últimos en los que mejor se observa la correlación, ya que el agrupamiento de los intervalos que representan los ciclos de excentricidad corta es complejo y por ello es difícil el aislamiento de unos ciclos de otros. Estos intervalos ricos en calizas se interpretan como depósitos de áreas lacustres carbonatadas de amplia extensión, dentro de un cuerpo permanente de agua en el que se diferencian sectores centrales y marginales. El registro de dichos sectores se manifiesta como una alternancia entre intervalos más y menos ricos en calizas o margas, debido a las variaciones en el nivel del lago a lo largo del tiempo (Arenas, 1993). En esta situación, encontramos que los tramos donde los estratos de calizas son dominantes, llegando a constituir potentes paquetes de calizas con finos estratos de margas o incluso ausencia de éstas (es decir con juntas secas constituyendo el término “no caliza”), representan el registro sedimentario de un nivel lacustre más bajo que en el caso de los intervalos en los que los términos “caliza-no caliza” están más diferenciados, con estratos de caliza menos potentes y paquetes margosos más desarrollados.

A una frecuencia más baja, el registro magnetoestratigráfico completo de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón (que representa una sucesión casi continua de 9,5 Ma, de 14,5 a 23 Ma) muestra una correlación de los grandes conjuntos lacustres (dominados por calizas y margas) con el ciclo de excentricidad de 2,4 Ma (fig. 7.10). Las asignaciones magnetoestratigráficas de los límites de los cronos, calibrados con la GPTS2012 y ajustadas a los valores temporales de la curva de excentricidad de 2,4 Ma de Laskar *et al.* (2004), muestran la correlación entre los intervalos de sedimentación lacustre con mejor desarrollo y los máximos de la excentricidad de periodo muy largo (2,4 Ma).

En este mismo sentido se revela el *tuning* astronómico de la sucesión lacustre de Los Monegros (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), en la parte más oriental del sector central de la Cuenca del Ebro, que muestra que tres episodios de expansión lacustre se correlacionan con periodos consecutivos de máximos del ciclo de excentricidad de 2,4 Ma, mientras que los mínimos de estos mismos ciclos marcan la contracción del ambiente lacustre (Valero *et al.*, 2014). Una tendencia similar se puede observar en el Eoceno Superior y Oligoceno del sector oriental de la cuenca, donde los mismos autores relacionan varias unidades lacustres con máximos de excentricidad de 2,4 Ma.

Abels *et al.* (2009, 2010) encuentran que los intervalos calcáreos estudiados en las sucesiones de las cuencas de Teruel y Madrid coinciden con los mínimos de excentricidad de periodo muy largo, y relacionan estos sedimentos carbonatados con periodos prolongados donde la evaporación era débil. Esto supone una relación de fase opuesta entre los ciclos de excentricidad larga (405 Ka) y muy larga (2,4 Ma) Los autores sugieren que este desfase podría ser atribuido a una repuesta lenta al cambio climático por parte de los grandes reservorios de agua subterránea, que tienen una gran importancia en la provisión de agua a los paleosuelos y los ambientes encharcados de la Cuenca de Madrid (Sanz *et al.*, 1995). Por otra parte, Valero *et al.* (2014) apuntan que estas formaciones carbonatadas de la cuenca de Madrid a menudo son calcretas palustres y

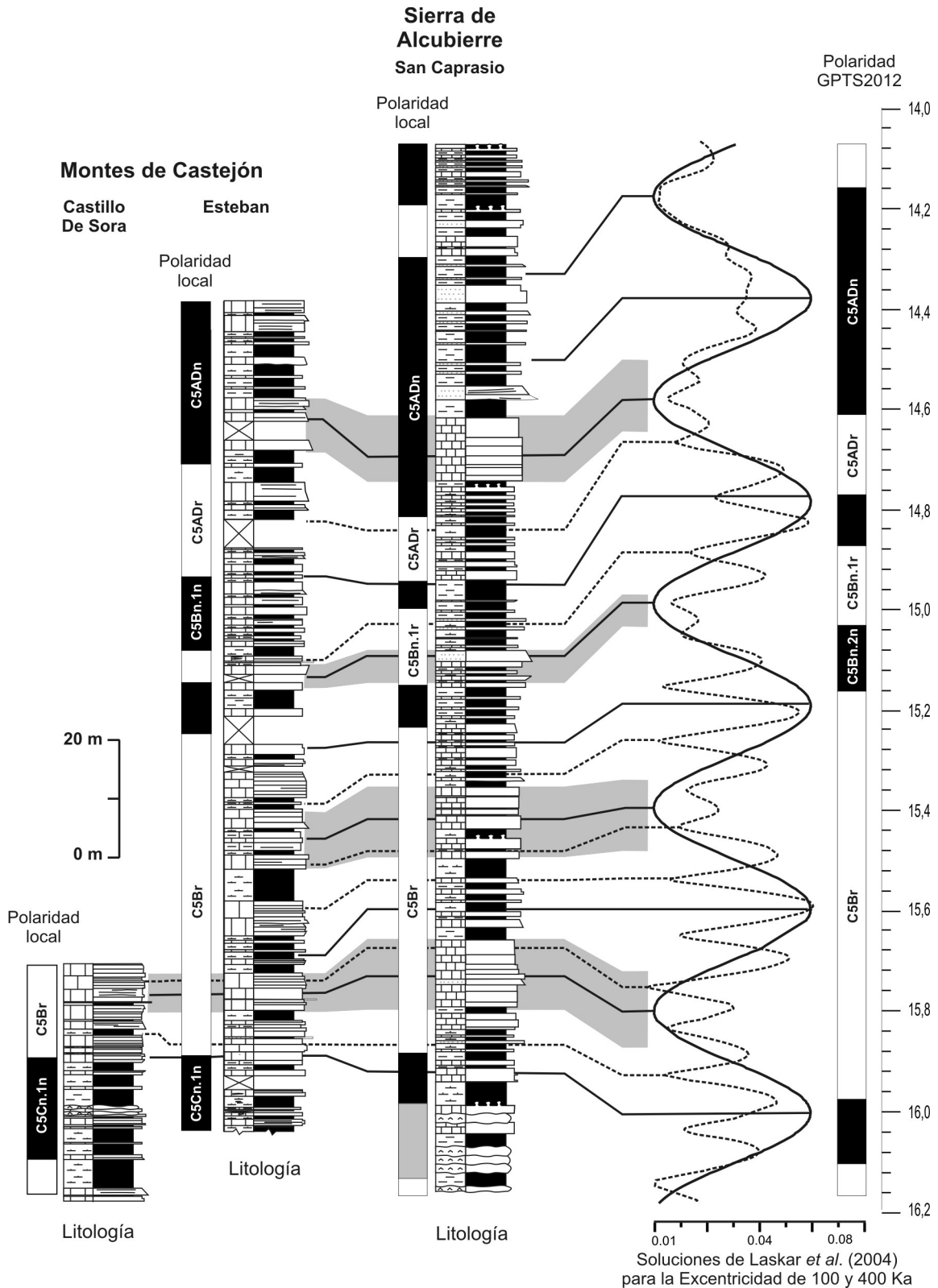


Figura 7.9 Correlación del intervalo correspondiente a la UTS T6 de las secciones de San Caprasio, Esteban y Castillo de sora con sucesivos ciclos de excentricidad de las curvas de Laskar et al. (2004) a partir de la correlación magnetoestratigráfica calibrada con la GPTS2012 (Gradstein et al., 2012).

paleosuelos carbonatados formados en áreas marginales pobremente drenadas y con escasos aportes terrígenos (Alonso-Zarza, 2003; Armenteros y Huerta, 2006), que no necesariamente están relacionadas con condiciones más húmedas.

En el sector central de la Cuenca del Ebro, el último de los grandes conjuntos lacustres (dominados por calizas y margas) relacionados con los máximos del ciclo de excentricidad de 2,4 Ma coincide con el tránsito entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio. Este tránsito se caracteriza por un cambio brusco de la sedimentación lacustre evaporítica, representada por el techo de la unidad T5 (Formación Zaragoza), a la carbonatada lacustre representada por la unidad T6 (Formación Alacubierre). Este cambio de salinidad se relaciona con una expansión lacustre importante, indicando un cambio claro en el balance hidrológico que apunta hacia condiciones más húmedas, que se prolongará en la UTS T7 (Arenas y Pardo, 1999; 2000). Una tendencia similar puede ser observada en otras cuencas cerradas vecinas en ese intervalo temporal, como las Cuencas de Madrid (Alonso-Zarza *et al.*, 2004) y del Duero (Armenteros *et al.*, 2004). En cuencas abiertas, como la cuenca de semigraben del Vallès-Penedès (Cabrera *et al.*, 2004), la transición del Mioceno Inferior al Mioceno Medio se caracteriza por una incursión marina en cuña y el desarrollo de complejos arrecifales correspondiente al ascenso relativo del nivel del mar de la transgresión Langhiense. Este mismo periodo es sincrónico con una fase de calentamiento global que tuvo lugar entre 17 y 15 a 14 Ma, según autores (Óptimo climático del Mioceno Medio, Böhme, 2003; Zachos *et al.*, 2008; You *et al.*, 2009; Domingo *et al.*, 2012), en buena parte coincidente con el depósito de la unidad T6. A este período le sigue un enfriamiento generalizado y brusco entre 14 y 13,8 Ma (Domingo *et al.*, 2012) que se asocia con el crecimiento de la acumulación de hielo en la Antártida oriental (Flower y Kennet, 1994) y en la región del Atlántico Norte. En la Cuenca del Ebro, el inicio del enfriamiento estaría representado por la sedimentación de la unidad T7. La composición isotópica de los depósitos carbonatados de la unidad T8 en el subsector Tarazona-Borja se ha interpretado en relación con un enfriamiento y aumento de la humedad con respecto al registro de las unidades T6 y T7 en ese sector (Vázquez-Urbez *et al.*, 2013).

# **CAPÍTULO 8**

# **CONCLUSIONES**



## Capítulo 8

### CONCLUSIONES

En esta memoria se presentan los resultados de la investigación magnetoestratigráfica realizada en las sucesiones lacustres y aluviales del sector central de la Cuenca del Ebro. Estas sucesiones, situadas temporalmente en el Mioceno inferior y medio, cubren una serie estratigráfica que alcanza unos 930 m de potencia a lo largo de un transecto E-O de unos 120 Km, entre las comarcas del Bajo Cinca y de Tarazona-El Moncayo. Se han elaborado 9 secciones, distribuidas en 3 subsectores, que incluyen las unidades tectosedimentarias (UTS) T4 a T7. Como límites de UTS se han tomado los establecidos en trabajos previos en las secciones estudiadas. Todos estos límites se manifiestan en el área como conformidades.

La sucesión magnetoestratigráfica compuesta se ha correlacionado con la GPTS2012, apoyada por las asignaciones biocronológicas de varias localidades de mamíferos y una datación radiométrica. A partir de esta correlación se han podido evaluar distintos aspectos estratigráficos, bioestratigráficos y sedimentológicos de este sector de la cuenca, y realizar unos estudios básicos de la periodicidad sedimentaria relacionada con los ciclos astronómicos. A continuación se exponen las principales conclusiones que se desprenden de los resultados obtenidos es este trabajo:

- La remanencia magnética natural (NRM) de las muestras analizadas responde a la contribución predominante de dos minerales: magnetita y hematites. En las muestras de sedimentos carbonatados lacustres (margas y calizas), la magnetita es el mineral responsable de la magnetización, mientras que en las muestras lutíticas marrones y rojizas, asociadas a ambientes aluviales, la hematites tiene una contribución dominante, mientras que la de la magnetita es secundaria.

- La sucesión magnetoestratigráfica compuesta comprende un total de 48 magnetozonas, y su correlación con la GPTS presenta una correspondencia robusta entre los cronos C6Cn.2r y C5r.2r, es decir, entre unos 23 y 12 Ma aproximadamente. Este intervalo es aproximadamente equivalente, en la escala bioestratigráfica, a los pisos Ageniense, Ramblense y Aragoniense, e incluiría las unidades mastológicas MN1 a MN7 y las biozonas de roedores X a G3.

- La correlación magnetoestratigráfica ha permitido precisar la edad de varios límites de UTS. El límite T4/T5, en la sección de Albalatillo, se ha asignado al cron C6An.2n (entre 20,709 y 20,439 Ma) y se le puede estimar, mediante interpolación lineal, una edad de 20,669 Ma. Sin embargo, en otros puntos de la cuenca se sitúa en los cronos C6AAr.2r (en el margen pirenaico) y C6An.1n (en Bardenas Reales, centro de cuenca), entre 21,659 y 20,046. La diacronía de este límite es considerable, ya que alcanza los 1,32 Ma. Con todo ello, se puede estimar una edad de  $20,8 \pm 0,66$  Ma.

- La UTS T5 tiene una duración mínima que varía entre 4,32 y 4,77 Ma. El límite superior, T5/T6, se sitúa entre C5Cn.2n y C5Cn.1n (entre 16,472 y 16,070), y se ha estimado una edad de  $16,2 \pm 0,14$  Ma a partir de las sucesiones muestreadas en este trabajo y en las Bardenas Reales. Esto supone una diacronía en torno a 286 Ka entre las áreas de Sierra de Alcubierre, Montes de Castejón y Bardenas Reales, todas ellas en el centro de la cuenca.

- Para la UTS T6 se ha calculado una duración de unos 1,8 Ma. El límite T6/T7 se ha situado en el cron C5ADn (entre 14,609 y 14,163 Ma) y se ha calculado una edad de  $14,3 \pm 0,14$  Ma, con una diacronía de unos 270 Ka entre el centro de la cuenca y su borde ibérico (subsector de Tarazona), donde el límite T6/T7 es más moderno.

- Las edades determinadas para los límites de UTS en el sector central de la Cuenca del Ebro arrojan un rango de diacronía que puede considerarse aceptable desde el punto de vista del Análisis Tectosedimentario, salvo en el caso del límite T4/T5, donde la diacronía entre diferentes sectores es significativa. Se considera recomendable la revisión de este límite.

- En relación con el límite T6/T7, en el subsector de Tarazona, se reconoce también una discordancia (Barrancos de Peña Blanca y Luzán) que se supone relacionada con estructuras del subsuelo (cabalgamiento de Peñas Negras), cuya actividad se manifiesta por tanto, en este subsector, hasta el final del Aragoniense medio.

- La magnetoestratigrafía de la UTS T7 ha podido extenderse hasta el cron C5ABn, por final de afloramiento, en el subsector de Sierra de Alcubierre y hasta el cron C5r.2r en el subsector de Tarazona; en este subsector el resto de la sucesión presenta una calidad muy baja de la señal magnética.

- La correlación magnetoestratigrafía permite evaluar las tasas de sedimentación para los ambientes aluviales y lacustres, que arrojan promedios de 10,67 cm/Ka y 8,04 cm/Ka respectivamente. Los sectores proximales-medios de abanico (abanico de Los Fayos, borde ibérico) superan los 12 cm/Ka de promedio, frente a los sectores distales (abanicos de Huesca y Luna de procedencia pirenaica) con promedios de 10,3 cm/Ka. En los sistemas lacustres las tasas son mayores en las áreas marginales, con predominio de sedimentación de calizas (máximos de hasta

---

---

13,34 cm/Ka), frente a las más internas con predominio de margas (mínimos de 6,79 cm/Ka). No obstante, los valores más bajos de sedimentación lacustre, de unos 3 cm/Ka, se encuentran en relación con la sedimentación evaporítica del techo de la Fm Zaragoza, en la UTS T5.

- Asimismo, la correlación de las unidades T5 y T6 de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón con la GPTS permite una evaluación de detalle de la distribución de las facies y potencia de los sedimentos. La variación de las tasas de sedimentación entre los distintos subambientes lacustres y aluvial distal puede relacionarse con la localización de las secciones estudiadas dentro del sistema sedimentario, mientras el lago experimentaba fluctuaciones cíclicas de nivel.

- En relación con este estudio se han localizado nuevos yacimientos de micromamíferos cuya asignación magnetoestratigráfica supone ciertas implicaciones bioestratigráficas. La aparición de *Democricetodon* en el yacimiento LN 145 en la base de C5Cr, en torno a los 17,2 Ma, es la más temprana registrada en el Aragoniense de la Península Ibérica. Esto supone que la primera aparición de este género podría haber tenido lugar de forma simultánea en las áreas de la Molasa Suiza y de la península. Además, como la primera aparición de *Democricetodon* se considera que marca el límite inferior de MN4 y de la zona B de la biozonación de Calatayud-Daroca, cabe replantearse la datación de este límite de biozona.

- La presencia de *Vasseuromys* en las localidades SC 109 (C5Br) y de *Ramys cf. perezii* (fauna equivalente a *Vasseuromys*) en SC 212 (C5ABr) permite apuntar que las poblaciones de este género pudieron persistir durante el Mioceno medio no sólo en Europa Central, sino también en el Noreste de España.

- El estudio de la periodicidad sedimentaria llevado a cabo en los intervalos lacustres carbonatados de las secciones de Albalatillo, San Caprasio y Esteban, revelan una relación entre ésta y los ciclos astronómicos de Milankovitch de precesión, oblicuidad y excentricidad corta. En el registro estratigráfico se han reconocido conjuntos de 2 a 6 parejas "no caliza-caliza" (3-4 de moda) relacionados con la precesión, los cuales se asocian en grupos de cinco de estos conjuntos, relacionados con la excentricidad corta.

- En áreas como la sección de Ontiñena (unidad T4), donde las condiciones de depósito eran mixtas entre ambientes lacustre y aluvial distal, se ha encontrado una correlación entre los intervalos más ricos en calizas con los máximos del ciclo de 400 Ka de la excentricidad, mientras que los intervalos que muestran tramos más ricos en lutitas se correlacionan con los mínimos de dicho ciclo. En estos casos, los estratos de calizas y margas grises asociadas representan periodos de mayor humedad, con los niveles de lago más altos, mientras que los intervalos con mayor dominio de lutitas rojas y marrones representan la retracción del lago causada por unas condiciones más áridas y la progradación de los sedimentos de llanuras aluviales distales.

- Por el contrario, en la unidad T6 los intervalos consistentes en alternancias de margas y calizas que contienen niveles margosos potentes y estratos de caliza de poco espesor, y que representan el predominio de la sedimentación en áreas internas en momentos de expansión lacustre (mayor humedad), se correlacionan con los máximos de excentricidad. En cambio, los tramos donde las calizas son dominantes, los cuales representan el predominio de la sedimentación



en áreas marginales sobre las internas (retracción lacustre), se correlacionan con los mínimos de excentricidad. Por tanto, aquí también se deriva una relación de fase con los ciclos orbitales en la que niveles bajos del lago se correlacionan con mínimos de excentricidad y niveles altos del lago con máximos de excentricidad.

- El registro magnetoestratigráfico completo de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón (9,5 Ma) muestra una correlación de los potentes conjuntos lacustres dominados por calizas y margas (75 a 120 m) y los máximos de la excentricidad de periodo muy largo (2,4 Ma).

- El cambio brusco de la sedimentación lacustre, de evaporítica a carbonatada, en el tránsito entre las unidades T5 y T6, está acompañado por una expansión de los ambientes lacustres, e implica un cambio claro en el balance hidrológico hacia condiciones más húmedas. En este intervalo temporal que coincide con el tránsito entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio, se da un cambio similar en otras cuencas cerradas, como las de Madrid y del Duero, y en cuencas abiertas, como la del Vallès-Penedès, donde se observa una transgresión marina y desarrollo de complejos arrecifales durante un ascenso del nivel del mar. Tales eventos tienen lugar durante del Óptimo Climático del Mioceno Medio. A este período le sigue un enfriamiento generalizado, cuyo inicio en el sector central de la Cuenca del Ebro podría estar representado por la sedimentación de la unidad T7.

# **CAPÍTULO 9**

# **BIBLIOGRAFÍA**



## Capítulo 9

### BIBLIOGRAFÍA

- Abdul Aziz, H., Hilgen, F., 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. 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.
- Abels, H.A., Abdul Aziz, H., Calvo, J.P. y Tuenters, E. (2009). Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology*, 56: 399-419.
- Abels, H.A., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Smeets, S.J.B. y Hilgen, F.J. (2010). Long-period eccentricity control on sedimentary sequences in the continental Madrid Basin (middle Miocene, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 289: 220-231.
- Abels, H.A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kruk, R.W., Raffi, I., Turco, E. y Zachariasse, W.J. (2005). Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. *Palaeoenography*, 20(4): PA4012, doi:10.1029/2004PA001129.
- Aguilar J.P. (1981). Évolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale. Thèse d'État, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 303 p.
- Aguilar, J.P., Berggren, W.A., Aubry, M.P., Kent, D.V., Clauzon, G., Benammi, M. y Michaux, J. (2004). Mid-Neogene Mediterranean marine-continental correlations: an alternative interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204: 165-186.
- Aguilar, J.P., Calvet, M. y Michaux, J. (1991). Présence de *Progonomys* (Muridae, Rodentia, Mammalia) dans une association de rongeurs de la fin du Miocène moyen (Castelnou 1B; Pyrénées orientales, France). *Geobios*, 24: 503-508.
- Agustí, J. (1981). Cladistics and Paleomastology: Application to the phylogeny of Rodents. I: Neogene Gliridae from Europe. En: J. Martinell (Editor), *International Symposium on Concept and Method in Paleontology*, Contributed papers: 103-110.
- Agustí, J. (1982). Biozonación del Neógeno continental de Cataluña mediante roedores (Mammalia). *Acta Geológica Hispánica*, 17: 21-26.
- Agustí, J. (1990). The Miocene Rodent succession in Eastern Spain: a zoogeographic appraisal. En: E. Lindsay, V. Falhbusch y P. Mein (Editores), *European Neogene Mammal Chronology*, NATO ASI, Series A, Plenum Press, 180, Nueva York, pp. 375-404.

- Agustí, J. (1999). A critical re-evaluation of the Miocene Mammal units in Western Europe: dispersal events and problems of correlation. En: J. Agustí, L. Rook y P. Andrews (Editores), *The evolution of Neogene terrestrial ecosystems in Europe*. Cambridge University Press, pp. 84-112.
- Agustí, J. y Moyà-Solà, S. (1991). Spanish Neogene Mammal succession and its bearing on continental biochronology. *Newsletters on Stratigraphy*, 25 (2): 91-114.
- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S. y Cabrera, L. (1985). Biozonación mediante roedores (Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector Sureste de la Cuenca del Ebro. *Paleontología i Evolució*, 18: 131-149.
- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, L., Colombo, F. y Saez, A. (1987). Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, 10: 34-42.
- Agustí, J., Arenas, C., Cabrera, L. y Pardo, G. (1994a). Characterization of the Latest Aragonian-Early Vallesian (Late Miocene) in the Central Ebro basin (NE Spain). *Scripta Geologica*, 106: 1-10.
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M. y Llenas, M., (1994b). Magnetobiostratigraphy of the Oligocene Miocene transition in the Ebro basin (Eastern Spain): state of the art. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)* 26: 161-172.
- Agustí, J., Cabrera, L., Anadón, P. y Arbiol, S. (1988). A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsletters on Stratigraphy*, 18: 81-97.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. y Parés, J.M. (2001). A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews*, 52: 247-260.
- Agustí, J., Pérez-Rivarés, F.J., Cabrera, L., Garcés, M., Pardo, G. y Arenas, C. (2011). The Ramblan-Aragonian boundary and its significance for the European Neogene continental chronology. Contributions from the Ebro Basin record (NE Spain). *Geobios*, 44: 121-134.
- Alastrué, E. (1954). Las formaciones del Terciario continental entre Ejea de los Caballeros y Tauste (Zaragoza). *Notas y Comunicaciones del IGME*, 33: 71-80.
- Alastrué, E. (1958). Nota sobre la estratigrafía de Las Bardenas en su extremo meridional. *Notas y Comunicaciones del IGME*, 50 (2): 229-240.
- Alastrué, E., Almela, A. y Ríos, J.M. (1957). *Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca*. Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, IGME, Madrid, 253 p.
- Aldana, E. J., (1990). Los Castores del Mioceno inferior de la cuenca del Ebro (Sector Centro Occidental). *Geogaceta*, 7: 97- 99.
- Almela, A. (1962). Tectónica yesífera de la Cuenca del Ebro. *I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en terrenos yesíferos*, Servicio Geológico de Obras Públicas, 6: 5-11.
- 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., Silva, P.G. y Torres, T. (2004). Cuenca del Tajo. En: J.A Vera (Editor principal), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 556-561.
- Alroy, J. (2000). New methods for quantifying macroevolutionary patterns and processes. *Paleobiology*, 26: 707-733.
- Álvarez Sierra, M.A. (1987). Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia) del Oligoceno Superior y Mioceno inferior español. *Scripta Geologica*, 86: 1-207.
- Álvarez Sierra, M.A., Calvo, J.P., Morales, J., Alonso-Zarza, A.M., Azanza, B., García Paredes, I., Hernández Fernández, M., van der Meulen, A.J., Peláez-Campomanes, P., Quirarte, V., Salesa, M.J., Sánchez, I.M. y Soria, D. (2003). El tránsito Aragoniense-Vallesiense en el área de Daroca-Nombrevilla (Zaragoza, España). *Coloquios de Paleontología*, Volumen extraordinario 1: 25-33.
- Álvarez Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.I., López Martínez, N., Van Der Meulen, A.J., Sesé, C. y De Viser, J. (1990). Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geologica*, 94: 1-77.

- Álvarez Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.I., López-Martínez, N. y Sacristán-Martín, M.A. (1987). Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, (A)*, 10: 43-48.
- Álvarez-Sierra, M.A. y García-Moreno, E. (1986). New Gliridae and Cricetidae from the Middle and Upper Miocene of the Duero basin, Spain. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22: 145-189.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución para la Cadena Celtibérica. *Acta geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. y Riba, O. (1986). Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: Ph. Allen y Homewood, P. (Editores), *Foreland Basins*. IAS Special Publication, 8: 259-271.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985). Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin, En: K.T. Biddle y N. Christie-Blick (Editores), *Strike-slip deformation, basin deformation, and sedimentation*, SEPM Special Publication, 37: 303-318.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé, L. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 242-270.
- Angulo, A. (2000). *Análisis sedimentario de procesos tectónicos y climáticos en la zona de enlace de las cuencas terciarias del Ebro y del Duero (sector noroccidental de La Rioja y comarca de La Bureba)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 167 p.
- Angulo, A., Bracero, C. y Muñoz, A. (2000). Caracterización de las unidades tectosedimentarias de la Comarca de La Bureba (Burgos, España) y su correlación con las cuencas terciarias del Ebro y Duero. *Geotemas*, 1 (2): 19-23.
- Arche, A., Evans, G. y Clavell, E. (2010). Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or pre-Messinian? *Journal of Iberian Geology*, 36(1): 73-85.
- Arenas, C. (1993). *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1994). Estratigrafía de los Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro). *II Congreso del Grupo Español del Terciario*, Comunicaciones: 35-38.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1998). Saline water carbonates as indicators of sedimentary transitions between freshwater carbonate and evaporite environments in Miocene lacustrine deposits of the Ebro basin (Spain). *15th International Sedimentological Congress*, Abstracts: 148-149.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999). Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine system of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Arenas, C. y Pardo, G. (2000). Neogene lacustrine deposits of the North-central Ebro Basin, Northeastern Spain. En: E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts (Editores), *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology, pp. 395-406.
- Arenas, C., Alonso Zarza, A.M. y Pardo, G. (1999). Dedolomitización and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 125: 23-45.
- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1992). Isotopic evolution of Miocene lacustrine deposits in the Alcubierre Sierra (Ebro Basin, Spain). *IGCP-324 GLOPALS, Annual Meeting*, Abstracts: 12-14.
- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997). Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): paleogeographic and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 133-155.
- Arenas, C., Fernández-Nieto, C., González-López, J.M. y Pardo, G. (1993). Evolución mineralógica de los materiales miocenos de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro): Implicaciones en la evolución paleogeográfica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 16: 51-64.

- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. y Pocióv, A. (2001). Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13: 65-89.
- Arenas, C., Pardo, G. y Villena, J. (1990). Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector Luesia-Riglos. *Geogaceta*, 8: 92-94.
- Arenas, C., Pardo, G., Villena, J. y Pérez, A. (1989): Facies lacustres carbonatadas de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *XII Congreso Español de Sedimentología*, Comunicaciones: 71-74.
- Arlegui, L.E. (1996). *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 650 p.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (2001). Geometry and distribution of regional joint sets in a nonhomogeneous stress field: case study in the Ebro Basin, Spain. *Journal of Structural Geology*, 23: 297-313.
- Arlegui, L.E. y Soriano, M.A. (1998). Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). *International Journal of Remote Sensing*, 19(16): 3169-3185.
- 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: A.M. Alonso-Zarza, y L.H. Tanner (Editores), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Geologic Society of America, Special Papers, 416, pp.119-132.
- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso-Gavilán, G., Carballeira, J. y Rodríguez, J.M. (2002). Duero Basin (northern Spain). En: W. Gibbons y T. Moreno (Editores), *The Geology of Spain*, The Geological Society, Londres, pp. 309-315.
- Armentrout, J. y Rosen, N. (Editores) (2002). *Sequence stratigraphic models for exploration and production: evolving methodology, emerging models and application histories*. Gulf Coastal Section of SEPM, Research Conference Proceedings, 22, 769 p.
- Astibia, H. (1986). *Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (depresión del Ebro)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 265 p.
- Astibia, H. (1987). Los macromamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, provincia de Zaragoza). *Paleontología i evolució*, 21: 11-42.
- Astibia, H. y Mazo, A.V. (1988): Los Mastodontes (Proboscidea, Mammalia) del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Zaragoza, España). *Estudios Geológicos*, 44(3-4): 329-338.
- Astibia, H. y Morales, J. (1987). *Triceromeryx turiasonensis* nov. sp. (Palaeomerycidae, Artiodactyla, Mammalia) del Aragoniense medio de la cuenca del Ebro (España). *Paleontología i Evolució*, 21: 75-115.
- Astibia, H., Mazo, A.V. y Santafé, J.V., (1987). Los macromamíferos del Mioceno medio de las Yeseras de Monteagudo (Depresión del Ebro, Navarra). *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 415-441.
- Astibia, H., Mazo, A.V., Morales, J., Sesé, C., Soria, D. y Valdés, G.G. (1984). Mamíferos del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Zaragoza). *I Congreso Español de Geología*, I: 383-390.
- Astibia, H., Morales, J. y Ginsburg, L. (2000). *Hemicyon mayorali* nov. sp., un Ursidae du Miocène moyen de Tarazona de Aragón (bassin de l'Ebre, Aragón, Espagne). *Annales de Paléontologie*, 86: 69-79
- Astibia, H., Morales, J. y Moyà-Solà, S. (1998). *Tauomeryx*, a new genus of Palaeomerycidae (Artiodactyla, Mammalia) from the Miocene of Tarazona de Aragón (Ebro Basin, Aragón, Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(4): 471-477.
- Astibia, H., Morales, J. y Sesé, C. (1981). Tarazona de Aragón. Nueva fauna miocena de vertebrados. *Turiaso*, 2: 197-203.
- Azanza, B. (1986). Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector oeste de la comarca de Borja. *Cuadernos de Estudios Borjanos*, 17-18: 63-126.

- Azanza, B., Canudo, J.I. y Cuenca, G., (1988). Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental), *II Congreso Geológico de España*, Comunicaciones, 1: 261-264.
- Badiola, A., Astibia, H., Morales, J., Soria, D., Murelaga, X. y Pereda-Suberbiola, X. (2001). Bovidae (Artiodactyla, Mammalia) del Mioceno Medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, Provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 57: 71-88.
- Barberá, X. (1999). *Magnetoestratigrafía de l'Oligocé del sector sud-oriental de la conca de l'Ebre: Implicacions magnetocronològiques i secuencials*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 247 p.
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M. y Ripepe, M. (1996). Sedimentación lacustre y ciclicidad: las sucesiones fluvio-lacustres del Oligoceno superior del sector SE de la cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 20(5): 1072-1073.
- Barberá, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. y Agustí, J. (2001). A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro Basin, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 187: 1-16.
- Barberà, X., Parés, J. M., Cabrera, L. y Anadón, P. (1994): High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro Basin, NE Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85: 181-193.
- Barberá, X., Parés, J.M. y Cabrera, L. (1997). Error de inclinación paleomagnética en materiales aluviales del Oligoceno superior del sector Sureste de la Cuenca del Ebro (Región Surpirenaica, NE de España). *Acta Geológica Hispánica*, 32(3-4): 221-236.
- Barnolas, A. (1992). Evolución sedimentaria de la cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geológica Hispánica*, 2: 15-32.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división. En: J.A. Vera (Editor principal), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, p. 233-241.
- Barnolas, A., y Teixell, A. (1992). La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepaís marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal. *III Congreso Geológico de España*, Simposios, 2: 39-47.
- Bauluz, B., Arenas, C., Fernandez-Nieto, C. y Gonzalez Lopez, J.M. (1994). Mineralogy and geochemistry of Miocene deposits at Alcubierre Sierra, central sector of the Ebro Basin, Spain. *Clay Minerals*, 29: 391-400.
- Bauluz, B., Arenas, C., Pardo, G. y Gonzalez, J.M. (1993). Caracterización mineralógica y geoquímica de los depósitos miocenos con analcima de la Sierra de Alcubierre: sector central de la Depresión del Ebro. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 16(1): 90-91.
- Berger, A.L. (1978). Long term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9: 139-167.
- Berger, A.L. (1988): Milankovitch Theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26: 624-657.
- Berger, A.L., Loutre, M.F. y Dehant, V. (1989): Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. *Terra Nova*, 1: 474-479.
- Berger, A.L., Loutre, M.F. y Laskar, J. (1992): Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science*, 255: 560-566.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. y Aubry, M.P. (1995). A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Hardenbol (Editores), *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Special Publication, 54: 129-212.
- Berhanu, M., Monchaux, R., Fauve, S., Mordant, N., Pétrélis, F., Chiffaudel, A., Daviaud, F., Dubrulle, B., Marié, L., Ravelet, F., Bourgoïn, M., Odier, P., Pinton, J.F. y Volk, R. (2007). Magnetic field reversals in an experimental turbulent dynamo. *Europhysics Letters*, 77(5): 59001. doi: 10.1209/0295-5075/77/59001.



- Beroiz, P. y Solé, J. (1977). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 282 (*Tudela*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 18 p.
- Birnbaum, S.J. (1976). *Non-marine evaporate and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain*. Ph. D. Thesis, Universidad de Cambridge, 149 p.
- Blackman, R.B. y Tukey, J.W. (1958). *The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering*. Dover Publications, 190 p.
- Blakemore, R.P. (1975). Magnetotactic bacteria. *Science*, 190: 377-379.
- Böhme, M. (2003). The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 389-401.
- Botella, F. (1879). *Mapa Geológico de España y Portugal, Escala 1:2.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid.
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. (1994). *Time Series Analysis: Forecasting and Control*. Prentice-Hall, New Jersey. 598 p.
- Brockwell, P.J. y Davis, R.D. (1991a): *Time Series: Theory and Methods*. Springer-Vaerlag, New York, 577 p.
- Brockwell, P.J. y Davis, R.D. (1991b): *ITSM: An interactive Time Series Modelling Package for the PC*. Springer-Vaerlag, New York, 118 p.
- Bruijn, H. de, Daams, R., Daxner-Höck, G., Fahlbusch, V., Gisburg, L., Mein, P. y Morales, F. (1992). Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reinsburg 1990. *Newsletters on Stratigraphy*, 26 (2/3): 65-118.
- Bruijn, H. de, Dawson, M.R. y Mein, P. (1970). Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the Isle of Rhodes (Greece). *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, B*, 73, (5): 535-584.
- Bruijn, H. de, van den Hoek Ostende, L., Kristkoiz-Boon, E., Rummel, M., Theocharopoulos, C. y Ünay, E. (2003). Rodents, lagomorphs and insectivores from the middle Miocene hominoid locality of Çandır (Turkey). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 240: 51-87.
- Butler, R. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell, Oxford, 319 p.
- Cabrera, L. (1983). *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 443 p.
- 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 of the Geological Society*, 144: 451-461.
- Cabrera, L., Cabrera, M., Gorchs, R. y de las Heras, F.X. (2002). Lacustrine basin dynamics and organosulphur compound origin in a carbonate-rich lacustrine system (Late Oligocene Mequinenza Formation, SE Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 148: 289-317.
- Cabrera, L., Roca, E., Garcés, M. y de Porta, J. (2004). Estratigrafía y evolución tectosedimentaria oligocena superior-neógena del sector central del margen catalán (Cadena Costero-Catalana). En: J.A Vera (Editor principal), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 569-572.
- 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., Elízaga, E., Hoyos, M., Martín Suarez, E., Moissenet, E., Muñóz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Ruiz-Bustos, A., Santisteban, C., Torres, T., van der Meulen, A.J. y Vera, J.A. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6(3-4): 29-40.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985). Interpretación geodinámica de de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geológicos*, 41: 391-404.
- Cande, S. y Kent, D. (1992). A new Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B10): 13917-13951.

- Cande, S. y Kent, D. (1995). Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Canudo, J.I., Cuenca, G., Odin, G.S., Lago, M., Arranz, E. y Cosca, M. (1994). Primeros datos radiométricos de la base del Ramblense (Mioceno inferior) en la Cuenca del Ebro. *II Congreso del Grupo Español del Terciario*, Comunicaciones: 73-76.
- Canudo, J.I., Lago, M., Cuenca, G. y Odin, G.S. (1993). Setting, petrology and geochemistry of a new magmatism of middle Miocene (Basin of the Ebro, Spain). *7th Meeting of the European Union of Geosciences*, Abstracts: 528.
- Capote, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos, t. II*. IGME, Madrid, pp. 108-120.
- Casas, A.M. (1992). *El frente Norte de la Sierra de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Zubía monográfico, 4, Logroño, 220 p.
- Casas-Sainz, A.M. y Gil-Imaz, A. (1994) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria): Discusión. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7 (3-4): 337-347.
- Castiella (1977). *Mapa Geológico de España E. 1:50000, hoja 320, Tarazona*. IGME, Madrid.
- Choukroune, P. y Ecors team (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1): 23-39.
- Christensen, U.R. y Wicht, J. (2007). Numerical dynamo simulations. En: G. Schubert (Editor), *Treatise of Geophysics, Volume 8: Core Dynamics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 245-282.
- Collinson, D. (1983). *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. Chapman and Hall, London, 503 p.
- Colombo, F. (1986). Estratigrafía y sedimentología del Paleoceno continental del borde meridional occidental de Los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 295-334.
- Colombo, F. y Vergés, J. (1992). Geometría del margen SE de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas del Grupo Scala Dei, Serra de la Llena (Tarragona). *Acta Geológica Hispánica*, 27:33-54.
- Cortázar, D. (1885). Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, XII: 262-607.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M. y Larrasoña, J.C. (2010). Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE): magnetochronological constraints. *Basin Research*, 22: 904-917.
- Courtillot, V. y Olson, P. (2007). Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events. *Earth and Planetary Science Letters*, 260: 495-504.
- Cox, A. y Doell, R.R. (1960). Review of paleomagnetism. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 645-768.
- Cox, A., Doell, R.R. y Dalrymple, G.B. (1963). Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronology. *Nature*, 198: 1049-1051.
- Crowley, K.D., Duchon, C.E. y Rhi, J. (1986). Climate record in varved sediments of the Eocene Green River Formation. *Journal of Geophysical Research*, 91: 8637-8647.
- Crusafont, M. y Pons, J.M. (1969). Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N. de la provincia de Huesca. *Acta Geológica Hispánica*, 4: 124-125.
- Crusafont, M. y Truyols, J. (1961). Identification de l'Aquitaniense continental dans la Bassin de l'Ebre. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 252: 919-920.
- Crusafont, M., Riba, O. y Villena, J.(1966 b). Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Río Formiga, Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 83: 7-14.

- Crusafont, M., Truyols, J. y Riba, O. (1966 a). Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y La Rioja. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 90: 53-76.
- Cuenca, G. (1991). Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Comunicaciones: 101-104.
- Cuenca, G. y Canudo, J. I. (1991). El límite Oligoceno- Mioceno con roedores fósiles en la Cuenca del Ebro: Fraga y Ballobar, Provincia de Huesca. *Azara*, 2: 5-19.
- Cuenca, G., Azanza, B., Canudo, J.I. y Fuertes, V. (1989). Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, 6: 75-77.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Andres, J.A. y Laplana, C. (1992a).- Los mamíferos del Aragoniense (Mioceno medio) de la cuenca del Ebro (España).- *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposios, 2: 77-87.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andres, J.A. (1992b). Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria de Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica*, 27(1-2): 127-143.
- Daams, R. (1990). Hypsodont Myominae (Gliridae, Rodentia) in the Oligocene-Miocene boundary interval of Spain. *Scripta Geologica*, 95: 1-63.
- Daams, R. y Freudenthal, M. (1981). Aragonian: the Stage concept versus Neogene Mammal Zones. *Scripta Geologica* 62: 1-18.
- Daams, R. y Freudenthal, M. (1988). Synopsis of the Dutch-Spanish collaboration program in the Aragonian type area, 1975-1986. En: M. Freudenthal (Editor), *Biostratigraphy and Paleoecology of the Neogene Micromammalian Faunas from the Calatayud-Teruel Basin*. Scripta Geologica, Special Issue I: 3-18.
- Daams, R. y van der Meulen, A.J., (1983). Paleoeological interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of Spain. *Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS). Interim Colloquium, Montpellier*, 4 p.
- Daams, R., Freudenthal, M. y Alvarez Sierra, M.A. (1987). Ramblian: A new stage for continental deposits of early Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 65: 297-308.
- Daams, R., Freudenthal, M. y van der Meulen, A.J. (1988). Ecostratigraphy of micromammal faunas from the Neogene of Spain. En: M. Freudenthal (Editor), *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*, Scripta Geologica, Special Issue 1: 287-301.
- 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 Planetary Science Letters*, 165: 287-294.
- Daxner-Höck, G. y Bruijn, H. de (1981). Gliridae (Rodentia, Mammalia) des Eichkogels bei Mödling (Niederösterreich). *Paläontologische Zeitschrift*, 55: 157-172.
- Delfaud, J. (1972). Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Memoires B.R.G.M.*, 77: 593-611.
- Delfaud, J. (1974).- Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt.- *Bulletin de la Société Géologique de France*, 16(7): 643-650.
- Deramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P. y Cruzet, G. (1985). Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 303, Ser. II, 16: 1213-1216.
- Domingo, L., Koch, P.L., Grimes, S.T., Morales, J. y López-Martínez, N. (2012). Isotopic paleoecology of mammals and the Middle Miocene Cooling event in the Madrid Basin (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 339-341: 98-113.
- Domingo, M.S., Alberdi, M.T. y Azanza, B. (2007). A new quantitative biochronological ordination for the Upper Neogene mammalian localities of Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255: 361-376.

- Dunlop, D.J. (1972). Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 27: 37-55.
- Durantez, O., Solé, J., Castiella, J. y Villalobos, L. (1982). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 281 (*Cervera del río Alhama*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 41 p.
- ECORS Pyrenees Team (1988). The ECORS deep reflexions seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.
- Esnaola Gómez, J.M. y Martín Fernández, M. (1973). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 351 (*Olvega*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 23 p.
- Fahlbusch, V. (1976). Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *Newsletters on Stratigraphy*, 5 (2/3): 160– 167.
- Fahlbusch, V. (1991). The meaning of MN-zonation: Considerations for a subdivision of the European continental Tertiary using mammals. *Newsletters on Stratigraphy*, 24 (3): 159-173.
- Ferrando, P. (1933). Fisografía del Oligoceno de la cuenca del Ebro. *Revista de la Academia de Ciencias de Zaragoza*, XVII: 93-111.
- Fisher, M.W. (1984). Thrust tectonics in the North Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 6(6): 721-726.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Astronomic Society*, A217 (1130): 295-305.
- Flower, B.P. y Kennett, P. (1994). The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108: 537-555.
- Fontboté, J.M., Muñoz, J.A. y Santanach, P. (1986). On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern part of the belt. *Tectonophysics*, 129: 291-301.
- Frankel, R.B., Zhang, J.P. y Bazylinski, D.A. (1998). Single magnetic domains in magnetotactic bacteria *Journal of Geophysical Research*, 103(B12): 30601-30604.
- Freudenthal, M. y Martín-Suárez, E. (2013). New ideas on the systematics of Gliroidae (Rodentia, Mammalia). *Spanish Journal of Paleontology*, 28(2): 239-252.
- Friend, P.F., Brazier, S.A., Cabrera, L., Feinster, K.W.A. y Shaw, J. (1988-89). Magnetic reversal stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca, Northern Spain. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 12: 121-130.
- Fuller, M. (1987). Experimental Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism. En: C.G. Sammis y T.L. Hennyey (Editores), *Methods of Experimental Physics*. Academic Press, San Diego, pp. 303-471.
- Galloway, W.E. (1989). Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73: 125-142.
- Gámez, J.A. (1995). Los materiales prehercánicos de la Sierra del Moncayo (Cadena Ibérica Oriental, España) y su contenido paleoicnológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 90: 21-50.
- García Sansegundo, J. (1992). Estructura hercínica de la Zona Axial pirenaica. *III Congreso Geológico de España y VII Latinoamericano de Geología*. Simposios 2: 98-106.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108, 2347, doi: 10.1029/2002JB002073. B7.
- Garrido Megías, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 395 p.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977).- Evolución vertical y paleogeográfica del Trías germánico de España. *Cuadernos de Geología ibérica*, 4: 37-56.

- Gil, A. (1998 y 2001). *La estructura de la Sierra de Cameros: deformación dúctil y su significado a escala cortical*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. Publicaciones del Instituto de estudios Riojanos, Ciencias de la Tierra 23, 301 p.
- Gil, E. y Azanza, B. (1984). Análisis tafonómico del yacimiento de vertebrados fósiles de la Ciesma (Tarazona, Zaragoza). *I Congreso Español de Geología*, Comunicaciones, 1: 391-398.
- Glatzmaier, G.A. y Roberts, H.R. (1995). A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 91: 63-71.
- Gomis, E. (1997). *Precisión sobre la magnetoestratigrafía de las sucesiones del Oligoceno superior-Mioceno inferior en los valles del Cinca, Segre y Ebro (Sector SE de la cuenca del Ebro, provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 104 p.
- Gomis, E., Parés, J.M. y Cabrera, L. (1997). Nuevos datos magnetoestratigráficos del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Leida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geológica Hispanica*, 32(3-4): 185-199.
- González (1989). *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 507 p.
- González, A. (1982). *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la Cubeta de Alloza (Prov. Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 199 p.
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congreso Geológico de España*, Simposios: 175-184.
- Gozalo, R. (1990). *Geología y paleontología (ostrácodos) del Devónico Superior de Tabuenca (NE de la Cadena Ibérica Oriental)*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 297 p.
- Gradstein, F., Ogg, J. y Smith, A., Editores (2004). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 589 p.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz M.D. y Ogg, G.M., Editores (2012). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 1145 p.
- Grupo Beagle (2007). Aprende a valorar el patrimonio natural aragonés: Monegros, clima. <http://patnatura.unizar.es/home-monegros.htm>
- Guillén Mondéjar, F., Rodríguez Estrella, T., Arana Castillo, R. y López Aguayo, F. (1994). Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia). *Geogaceta*, 17: 39-42.
- Guimerà, J. (1983). Évolution de la deformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Cotière Catalane. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 297: 425-430.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 339-348.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, J.R. (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: J.G. Buchanan y P.G. Buchanan (Editores), *Basin inversión*, Geological Society Special Publication, 88, pp. 339-348.
- Guimerà, J., Mas, R. y Alonso, A. (2004). Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extensión and contractional inversión. *Journal of the Geological Society, London*, 16: 291-303.
- Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. y Casas, A. (1996). Extensión mesozoica e inversión compresiva terciaria en la Cadena Ibérica: aportaciones a partir del análisis de un perfil gravimétrico. *Geogaceta*, 20(7): 1691-1694.
- Hamer, J.M.M.; Sheldon, N.D. y Nichols, G.J. (2007). Global aridity during the Early Miocene? A terrestrial paleoclimate record from the Ebro Basin, Spain. *The Journal of Geology*, 115: 601-608.
- Hedberg, H.D., Editor (1976). *International Stratigraphic Guide – A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley and Sons, Nueva York, 200 p.
- Heirtzler, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M., Pitman III, W.C. y LePichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of*

- Geophysical Research*, 73(6): 2119-2136.
- Hernández Pacheco, R. (1949). Las Bardenas Reales. Rasgos fisiográficos y geológicos. *Príncipe de Viana*, 37: 427-440.
- Hernández, A., Aragonés, E., del Olmo, P., Aguilar, M.J. y Ramírez, J. (1980). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja nº 352 (*Tabuena*). Escala 1:50000, 2ª Serie. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. IGME. Madrid. 37 p.
- Hernández, A., Costa, J.M., Sola, J., van den Hurk, A., Ramírez, J.L., Salazar, A., Navarro, J.J., Esnaola, J.M., Gil, C. y Marqués, L. A. (1991). Evolución genético-sedimentaria de la Unidad de Zuera (Mioceno inferior, Cuenca del Ebro). *I Congreso del Grupo español del Terciario*, Comunicaciones: 162-165.
- Hilgen, F. J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I. y Turco, E. (2003): Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199: 229–264.
- Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Meulenkamp, J.E., Raffi, I., Steenbrink, J., Turco, E., van Vugt, N., Wijbrans, J.R. y Zachariasse, W.J. (1999). Present status of the astronomical (polarity) time-scale for the Mediterranean Late Neogene. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A 357: 1931-1947.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Wijbrans, J.R. (1997). Direct comparison of astronomical and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of ash beds: potential implications for the age of mineral dating standards. *Geophysical Research Letters*, 24: 2043-2046.
- Hilgen, F.J., Schwarzacher, W. y Strasser, A. (2004): Concepts and definitions in Cyclostratigraphy (second report of the Cyclostratigraphy Working Group). *SEPM Special Publication*, 81: 303–305.
- Hirst, J.P.P. (1983). *Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain*. Doctoral Thesis, University of Cambridge, 247 p.
- Hirst, J.P.P. y Nichols, G.J. (1986). Thrust tectonic controls on the Miocene distribution patterns, Southern Pyrenees. En: Ph. Allen y P. Homewood (Editores), *Foreland Basins*. IAS Special Publication, 8: 247-258.
- Hogan, P.J. (1993). *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwest Pyrenean foreland basin, northern Spain*. Doctoral Thesis, University of Southern California, 220 p.
- Hogan, P.J. y Burbank, D.W. (1996). Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, Southern Pyrenees. En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Editores), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 153-160.
- Hubert, A. y Schäfer, R. (1998). *Magnetic Domains, The Analysis of Magnetic Microstructures*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 696 p.
- Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H. y Krijgsman, W. (2007). Completing the Neogene geological time scale between 8.5 and 12.5 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 340–358.
- Ibarra, P. (2007). Marco geográfico y rasgos geomorfológicos de la comarca de las Cinco Villas. In: *Comarca de las Cinco Villas* (N. Asín, coord.). Colección Territorio, 25. Diputación General de Aragón, Departamento de Presidencia y Relaciones Institucionales, Zaragoza, pp. 21-36.
- Imbrie, J. y Imbrie, K.J. (1979): *Ice age. Solving the Mystery*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 224 p.
- Imbrie, J., Berger, A. y Shackleton, N. J. (1993): Role of orbital forcing: a two-million-year perspective. En: J. A. Eddy y H. Oeschger (Editores), *Global changes in the perspective of the past*. Wiley, New York, pp. 263-77.
- Inglès, M., Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. (1998). Relationship of mineralogy to depositional environments in the non-marine Tertiary mudstones of the southwestern Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, 116: 159-176.
- Irving, E. (1964). *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems*. Wiley, New York, 399 p.

- Irving, E., Robertson, W. A., Stott, P. M., Tarling, D. H. y Ward, M. A. (1961). Treatment of partially stable sedimentary rocks showing planar distribution of directions of magnetization. *Journal of Geophysical Research*, 66(6): 1927–1933.
- ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification) (1979). International Stratigraphic Guide: Magnetostratigraphic polarity units, a supplementary chapter. *Geology*, 7: 578-583
- ITGE (1990). *Documentos sobre la Geología del subsuelo de España. Tomo IV: Ebro-Pirineos*. Madrid.
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 563-567.
- Jones, M.A., Heller, P.L., Roca, E., Garcés, M. y Cabrera, L. (2004). Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, 16: 467–488.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME, Madrid, 113 p.
- Kalin, D. y Kempf, O. (2002). High-Resolution Mammal Biostratigraphy in the Middle Miocene Continental Record of Switzerland (Upper Freshwater Molasse, MN4-MN9, 17-10 Ma). *The Middle Miocene Crisis EEDEN-Meeting*, Abstracts, 67.
- Kempf, O., Bolliger, T., Kälin, D., Engesser, B. y Matter, A. (1997). New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozones of the North Alpine foreland basin. En: J.P. Aguilar, S. Legendre y J. Michaux (Editores), *Actes du Congrès BiochroM'97. Mémoires et Travaux de l'École Pratique des Hautes Études (EPHE), Institute de Montpellier*, 21: 547–561.
- Kent, D. V. y Olsen, P.E. (1999). Astronomically tuned geomagnetic polarity time scale for the Late Triassic. *Journal of Geophysical Research*, 104: 12831-12841.
- 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.
- Klimowitz, J. (1992). Estratigrafía y disposición estructural del Terciario inferior en el subsuelo del Sector Central de la Cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 117-125.
- Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J. y Sierro, F.J. (2001). Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology*, 140: 43-60.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Langereis, C.G., Daams, R., van Dam, J., van der Meulen, A.J., Agustí, J. y Cabrera, L. (1996). A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 142: 367-380.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Daams, R. y van der Meulen, A.J. (1994). Magnetostratigraphic dating of the middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Calatayud-Teruel basin (Central Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 513-526.
- LaBrecque, J.L., Kent, D.V. y Cande, S.C. (1977). Revised Magnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic Time. *Geology*, 5(6): 330-335.
- Lacarra, E., (1920). Hallazgo importante en las Yeseras de Monteagudo (Navarra) (conclusión). *Boletín de la Provincia de San Nicolás de Tolentino de Filipinas (P.P. Agustinos Recoletos)*, 120: 385-392.
- Lacomba, J.I. (1987). *Estudio de las faunas de micromamíferos del Oligoceno superior y Mioceno inferior en las cuencas de Loranca, Ebro riojano y Ebro aragonés. Aspectos paleoecológicos*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 403 p.
- Lago, M.; Cuenca, G.; Canudo, J.I. y Arranz, E. (1993). Composición geoquímica del magmatismo Mioceno medio del sector de Lanaja-Peñalba (Cuenca del Ebro, Huesca). *V Congreso de geoquímica de España*, Comunicaciones: 66-71.
- Lanaja, J.M. (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME, Madrid, 465 p.
- Langereis, C.G., Krijgsman, W., Muttoni, G. y Menning, M. (2010). Magnetostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletter on Stratigraphy*, 43(3): 207-233.

- Larmor, J. (1919). How could a rotating body such as the Sun become a magnet? *Report of the British Association for the Advancement of Science 1919*: 159-160.
- Larrasoaña, J.C., Murelaga, X. y Garcés, M. (2006). Magnetobiochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 409-423.
- Laskar, J. (1989). A numerical experiment on the chaotic behaviour of the solar system. *Nature*, 338: 237-238.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. y Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428: 261-285.
- Lévêque, F. (1992). *Confrontations des données biochronologiques et magnétostratigraphiques dans les gisements continentaux du Paléogène européen. Etalonnage temporel de l'échelle biochronologique mammalienne*. Tesis doctoral, Universidad de Montpellier, 249 p.
- Lindsay, E. (2003). Chronostratigraphy, biochronology, datum events, land mammal ages, stage of evolution, and appearance event ordination. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 279: 212-230.
- Llomas, M.R. (1959a). Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, LVII: 33-47.
- Llomas, M.R. (1959b). *Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales*. Tesis doctoral, Universidad de Madrid. Publicada en el Boletín del Servicio Geológico de Obras Públicas, 12, 1962, 192 p.
- Lombard, A. (1956). *Géologie sédimentaire. Les séries marines*. Masson et Cie, Editeurs, Paris, 722 p.
- Lombard, A. (1967). La stratification. Révision critique et essai de théorie génétique. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 58: 135-155.
- López Martínez, N., García Moreno, E. y Álvarez Sierra, M. A. (1986). Paleontología y bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno Medio y Superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22: 191-212.
- Lourens, L. (2004). Revised tuning of Ocean Drilling Program, Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the  $\delta^{18}O$ , tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. *Paleoceanography*, 19: PA3010, doi: 10.1029/2003PA000997.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D. (2004). The Neogene period. En: A.G. Smith (Editor), *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, pp. 409-440.
- Lowrie, W. (1990). Identification of Ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2): 159-162.
- Luzón, A. (1994). *Los materiales del tránsito Oligoceno-Mioceno del sector centro-oriental de la Depresión del Ebro: análisis estratigráfico e interpretación evolutiva*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 259 p.
- Luzón, A. (2001): *Análisis tectosedimentario de los materiales terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 465 p.
- Luzón, A. (2005). Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177: 19-39.
- Luzón, A. y González, A. (2000). Sedimentology and evolution of a Paleogene-Neogene shallow carbonate lacustrine system, Ebro Basin, northeastern Spain. En: E.H. Gierlowsky-Kordesch y K. Kelts (Editores), *Lake basins through space and time*, AAPG Studies in Geology, 46, pp. 407-416.
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A. y Sánchez-Valverde, B. (2002). Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing-upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). *Journal of Paleolimnology*, 28: 441-456.



- Mallada, L. (1978). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 432 p.
- Mandado, J. (1987). *Litogacías yesíferas del sector aragonés de la Cuenca terciaria del Ebro. Petrogénesis y geoquímica*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 442 p.
- Mann, S., Sparks, N. H. C., Frankel, R. B., Bazylinski, D. A. y Jannasch, H. W. (1990). Biomineralization of ferrimagnetic greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) and iron pyrite (FeS<sub>2</sub>) in a magnetotactic bacterium. *Nature*: 343, 258–261.
- Martín Donayre, F. (1866). *Mapa provincial de Zaragoza, esc. 1:400.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid.
- Martín Donayre, F. (1873). *Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 128 p.
- Martínez del Olmo, W.; Megías, A.G. y Abeger, J.A. (1986). Nuevos datos sobre la Cuenca del Mar Menor. *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, vol. II: 652-665. Ed. Universidad de Salamanca.
- Martínez Peña, M.B. (1991). *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 380 p.
- Martínez Peña, M.B. y Pocoví, A. (1988). El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23(2): 81-94.
- Martín-Suárez, E., Oms, O., Freudenthal, M., Agustí, J. y Parés, J.M. (1988). Continental Mio-Pliocene transition in the Granada Basin. *Lethaia*, 31: 161-166.
- Mattauer, M. y Séguret, M. (1971). Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. En: J. Debyser (Editor), *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Technip, París, pp. 1-24.
- Matthews, M. D. y Perlmutter, M. A. (1994). Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. *IAS Special Publication*, 19: 459–481.
- Mayr, H. (1979). Gebissmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands. Tesis doctoral, Universidad de Munich, 380 p.
- McElhinny, M.W. y McFadden, P.L. (2000). *Paleomagnetism: continents and oceans*. International Geophysics series, 73, Academic Press, 386 p.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990). Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3): 725-729.
- Megías, A.G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas del V Congreso Latinoamericano de Geología (Argentina)*: 385-402.
- Megías, A.G.; Ordóñez, S. y Calvo J.P. (1986). Rupturas sedimentarias en series continentales: aplicación a la Cuenca de Madrid. *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, vol. II: 666-680. Ed. Universidad de Salamanca.
- Mein, P. (1975). Résultats du groupe de travail des vertébrés: biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. En: J. Senes (Editor), *Report on Activity of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS), Working Groups*, Bratislava: 77-81.
- Mein, P. (1999). European Miocene Mammal Biochronology. En: G.E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 25-38.
- Mein, P., Moissenet, E. y Adrover, R. (1990). Biostratigraphie du Néogène Supérieur du bassin de Teruel. *Paleontologia i Evolució*, 23: 121-139.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. y McFadden, P.L. (1996). *The Magnetic Field of The Earth*. International Geophysics Series, 63. Academic Press, San Diego, 531 p.
- Miall, A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: A. D. Miall (Editor), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, pp. 597-604.

- Millán, H. (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 330 p.
- Molteni, F. (2003). Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations: Model climatology and variability in multi-decadal experiments. *Climate Dynamics*, 20: 175–191.
- Muñoz, A. (1991 y 1992) *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. Publicaciones del Instituto de Estudios Riojanos, Ciencias de la Tierra, 15, 347 p.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J. (2002). Ebro basin (northeastern Spain). En: W. Gibbons y T. Moreno (Editores), *The Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 301-309.
- Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. (1992). Evolución paleogeográfica de los conglomerados miocenos adosados al borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Acta Geológica Hispánica*, 27(1-2): 3-14.
- Muñoz, J.A. (1985). *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 305 p.
- Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: K.R. Mc Clay (Editor), *Thrust Tectonics*, Springer-Science, pp. 235-246.
- Muñoz, J.A., Martínez, A. y Vergés, J. (1986). Thrust sequences in eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8(3-4): 399-405.
- Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C. y Fontboté, J.M. (1983). El Pirineo. En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos, t. II*. IGME, Madrid, pp. 161-168.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A.M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research* 9(1): 65-85.
- Murelaga, X., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Zuluaga, M.C. (2008). Nuevos datos bioestratigráficos y paleoecológicos del Mioceno medio (Aragoniense) del área de Tarazona de Aragón (Cuenca del Ebro, provincia de Zaragoza, España). *Ameghiniana*, 45(2): 393-406.
- Murphy, M.A. (1994). Fossils as a basis for chronostratigraphic interpretation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 192: 255-271.
- Nichols, G.J. y Fisher, J.A. (2007). Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195: 75–90.
- O'Reilly, W. (1984). *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie, Glasgow, 220 p.
- Odin, G.S., Cuenca, G., Canudo, J.L., Cosca, M. y Lago, M. (1997). Biostratigraphy and geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro basin, Spain. En: A. Montanary, G.S. Odin y R. Coccioni (Editores), *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 15, Elsevier, pp. 297-310.
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Garcés, M., Arenas, C., Soto, R., Pueyo, E.L. y Pardo, G. (2015). New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications. En: E.L. Pueyo, F. Cifelli, A.J. Sussman y B. Oliva-Urcia (Editores), *Palaeomagnetism in Fold and Thrust Belts: New Perspectives*, The Geological Society, London, Special Publications, <http://doi.org/10.1144/SP425.5>.
- Olsen, P.E. y Kent, D. V. (1999). Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the early Mesozoic time scale and the long-term behavior of the planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London (serie A)*, 357: 1761-1787.
- Olson, P., Deguen, R., Hinnov, L.A. y Zhong, S. (2013). Controls on geomagnetic reversals and core evolution by mantle convection in the Phanerozoic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 214: 87-103.
- Olson, P.L., Coe, R.S., Driscoll, P.E., Glatzmaier, G.A., y Roberts, P.H., (2010). Geodynamo reversal frequency and heterogeneous core-mantle boundary heat flow. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 180: 66–79.

- Opdike, N.D. y Channell, J.E.T. (1996). *Magnetic Stratigraphy*. International Geophysics Series, vol. 64. Academic Press, San Diego, 346 p.
- Opdyke, N.D. y Henry, K.W. (1969). A test of the Dipole Hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 139-151.
- Ori, G.G. y Friend, P.F. (1984). Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475-478.
- Ortí, F. y Salvany, J.M. (1986). Evaporitic cycles in the continental Tertiary of Navarra (Ebro Basin, Spain). *7th IAS Regional Meeting of Sedimentology*, Abstracts: 135-137.
- Ortí, F., Salvany, J.M., Quadras, M., Pueyo, J.J. e Inglés, M. (1986). Evaporitas antiguas (Navarra) y actuales (Los Monegros) de la cuenca del Ebro. *Libro guía de las excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología*: 2.1-2.39.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P. (1996): Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77: 379.
- Palacios, P. (1893). *Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 112 p.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., y Villena, J. (2004). La Cuenca del Ebro. En: J.A Vera (Editor principal), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 533–543.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989). Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2(3-4): 199-221.
- Peper, P. y Cloetingh, S. (1995). Autocyclic perturbations of orbitally forced signals in the sedimentary record. *Geology*, 23: 937-40.
- Pérez, A. (1981). *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la Cuenca de Montalbán (Prov. de Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 180 p.
- Pérez, A. (1989). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector Riojano-Aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 525 p.
- Pérez, A., Azanza, B., Cuenca, G., Pardo, G. y Villena, J. (1985): Nuevos datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 41: 405-411.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Arenas, C. (1989). Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la región Tarazona-Tudela (Sector Navarro-Aragonés de la depresión del Ebro). *Turiaso*, IX: 109-119.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. (1989). Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. *Acta Geológica Hispánica*, 24(3-4): 243-257.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. (1994). Lacustrine Neogene deposits of the Ebro Basin (southern margin), Northeastern Spain. En: E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts (Editores), *Global geological record of the lake basins*. World and Regional Geology. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 325-330.
- Pérez, A., Muñoz, A., Pardo, G., Villena, J. y Arenas, C. (1988). Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: A. Pérez, A. Muñoz y J.A. Sánchez (Editores), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo (IGCP nº 219)*. Secretariado Publicaciones, Universidad de Zaragoza, pp. 7-20.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002). Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(3-4): 217-231.

- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2004). Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geologica Acta*, 2(3): 221-234.
- Pétrélis, F., Besse, J. y Valet, J.P. (2011). Plate tectonics may control geomagnetic reversal frequency. *Geophysical Research Letters* 38(19): L19303.
- Pous, J., Muñoz, J.A., Lledó, J.J. y Liesa, M. (1995). Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. *Journal of The Geological Society*, 152: 217-220.
- Puigdefabregas, C. (1975). *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, C.S.I.C. Pirineos, 104: 188 p.
- Puigdefabregas, C. y Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L. y Dunlop, D.J. (1975). Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, 28: 133-143.
- Quirantes, J. (1969 y 1971). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. Publicaciones de la Institución Fernando el Católico (CSIC), Diputación provincial de Zaragoza, 207 p.
- Quirantes, J. (1971). *Mapa Geológico de España E. 1:50000, hojas 322 (Remolinos), 323 (Zuera), 324 (Grañén), 354 (Alagón), 355 (Leciñena) y 356 (Lanaja)*. IGME, Madrid.
- Renaud, S., Michaux, J., Mein, P., Aguilar, J.P. y Auffray, J.C. (1999). Patterns of size and shape differentiation during the evolutionary radiation of the European Miocene murine rodents. *Lethaia*, 32(1): 61-71.
- Rey de la Rosa, J. y Rivera-Navarro, S. (1981). Mapa Geológico y memoria explicativa de la hoja 319 (Ágreda). 1:50.000. 2ª serie. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria, IGME, Madrid, 24 p.
- Riba, O. (1955a). Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y de Cameros. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 39: 39-50.
- Riba, O. (1955b). Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la part ouest du Bassin de l'Èbre. *Geologische Rundschau*, 43(2): 363-371.
- Riba, O. (1964). Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. *Aportaciones españolas al Congreso Geográfico Internacional, Reino Unido*: 127-138.
- Riba, O. (1971). *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 33 (Lérida)*. IGME, Madrid, 32 p.
- Riba, O. (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Riba, O. (1989). Unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2(3-4): 189-198.
- Riba, O. (1992). Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la discordancia de Barbarín. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 55-68.
- Riba, O. y Pérez Mateos, J. (1961). Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra).- *Instituto de Edafología, 2ª Reunión del Grupo Español de Sedimentología*, p. 201-221.
- Riba, O., Maldonado A., Puigdefabregas, C., Quirantes, J. y Villena, J. (1971). *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 32 (Zaragoza)*. IGME, Madrid, 33 p.
- Riba, O., Puigdefabregas, C., Soler, M., Maldonado, A., Martí, C. y Garrido, A. (1972). *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 23 (Huesca)*. IGME, Madrid, 54 p.

- Riba, O., Puigdefabregas, C., Soler, M., Quirantes, A. y Martí, C. (1981). *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, síntesis de la cartografía existente, Hoja 22 (Tudela)*. IGME, Madrid, 16 p.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos*. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 131-159.
- Richter, G. (1930). Las Cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, 9: 62-142.
- Ríos, J.M. (1959). Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 53: 107-148.
- Roc, A. C. (1999). *Estudio comparativo entre las facies de calizas lacustres del Mioceno del sector de la Muela de Zaragoza y los depósitos lacustres marginales Holocenos de la Laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 165.
- Rosignol-Strick, M. (1983). African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature*, 304: 46-49.
- Ruiz de Gaona, M., Villalta, J.F. y Crusafont, M. (1946). El yacimiento de mamíferos fósiles de las yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y Comunicaciones del IGME*, 16: 159-183.
- Ruiz-Sánchez, F.J., Murelaga, X., Freudenthal, M., Larrasoaña, J.C., Furió, M., Garcés, M., González-Pardos, M. y Suárez-Hernando, O. (2013). Micromammalian faunas from the Middle Miocene (Middle Aragonian) of the Tudela Formation (Ebro Basin, Spain). *Bulletin of Geosciences*, 88(1): 131-152.
- Ruiz-Sánchez, F.J., Murelaga, X., Larrasoaña, J.C., Freudenthal, M. y Garcés, M. (2012). Hypsodont Myomiminae (Gliridae, Rodentia) from five new localities in the Lower Miocene Tudela Formation (Bardenas Reales, Ebro Basin, Spain) and their bearing on the age of the Agenian-Ramblian boundary. *Geodiversitas*, 34(3): 645-663.
- Sáenz, C. (1929). Acerca de la extensión superficial de los yesos terciarios en la Cuenca del Ebro. *Publicaciones monográficas de la Confederación Sindical Hidrográfica del Ebro*, 1: 563-752.
- Sáenz, C. (1931). Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español. *Publicaciones de la Confederación Hidrográfica del Ebro*, 36: 1-29.
- Sáenz, C. (1942). Estructura general de la cuenca del Ebro. *Estudios Geográficos*, 7: 249-269.
- Sáez, A. (1987). *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 353 p.
- Sagasti, G. (2000). La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la provincia de Mendoza, y su posible vinculación con Ciclos de Milankovitch. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 7(1-2): 1-22.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the Eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salvany, J.M. (1989). *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y la Rioja. Litoestratigrafía, petrología y sedimentología*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 335 p.
- Salvany, J.M. y Ortí, F., (1994). Miocene glauberite deposits of Alcanadre, Ebro Basin, Spain: sedimentary and diagenetic processes. En: R.W. Renaut y W.M. Last (Editores), *Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes*, SEPM Special Publ. 50: 203-215.
- Salvany, J.M., García-Veigas, J. y Ortí, F. (2007). Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology*, 54: 443-467.
- Salvany, J.M., Muñoz, A. y Pérez, A. (1994). Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro Basin (Lower Miocene), Spain. *Journal of Sedimentary Research*, A64(2): 190-203.

- San Román, J. (1994). *Las aguas subterráneas en la cuenca del río Huecha (Zaragoza)*. Monografías del Centro de Estudios Borjanos, 9, 278 p.
- Santanach, P. (1989). Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de rellenos de Cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2(3-4): 223-231.
- 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.
- Schwarzacher, W. (1993): *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. Developments in Sedimentology, 52, 225 p.
- Séguret, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et séries decollés de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Tesis doctoral, Publications de l'Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, Série Geologie Structural, 2, 155 p.
- Selzer, G. (1934). Geologie der Sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 71: 370-406.
- Sen, S. (1990). Hippotherium datum and its chronologic evidence in the Mediterranean area. En: E.H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein (Editores.), *European Neogene Mammal Chronology*. NATO ASI Series A, v. 180, Plenum Press, Nueva York, pp. 495-505.
- Sen, S. (1997). Magnetostratigraphic calibration of the European Neogene mammal chronology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 181-204.
- Senz, J.G. y Zamorano, M. (1992). Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispánica*, 27(1-2):195-209
- Sesé, C. (2006). Los roedores y lagomorfos del Neógeno de España. *Estudios Geológicos*, 61(1): 429-480.
- Sesé, C. y López, N. (1977). El yacimiento de Escobosa de Calatañazor (Soria) y su aportación a la bioestratigrafía del Neogeno de la meseta castellana. En: M.T. Alberdi y E. Aguirre (Editores), *Round-table on mastostratigraphy of the West Mediterranean Neogene*. Trabajos Sobre Neogeno-Cuaternario, 7: 35-40.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F.J. y Krijgsman, W. (1999). Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. *Marine Geology*, 153: 137-146.
- Sierro, F.J., Ledesma, S., Flores, J.A., Torrescusa, S. y Martínez del Olmo, W. (2000). Sonic and gamma-ray astrochronology: cycle to cycle calibration of Atlantic climatic records to Mediterranean sapropels and astronomical oscillations. *Geology*, 28: 695-698.
- Simón, J.L., Liesa, C.L. y Soria, A. R. (1998). Un sistema de fallas normales sinsedimentarias en las formaciones de facies Urgon de Aliaga (Teruel, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 24: 291-294.
- Smith, A.G. (1996). Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Península. En: P. F. Friend y C. J. Dabrio (Editores), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 6-8.
- Solé i Sabarís, L. (1954). Sobre la estratigrafía de Las Bardenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 54: 637-658.
- Soler, M. y Puigdefabregas, C. (1970). Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*, 96: 5-20.
- Soler, R.; Martínez del Olmo, W.; Megías, A.G. y Abeger, J.A. (1986). Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología*, vol. II: 705-718. Ed. Universidad de Salamanca.
- Soria, A.R. (1997). *La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 363 p.

- Steenbrink, J., Van Vugt, N., Hilgen, F.J., Wijbrands, J.R. y Meulenkamp, J.E. (1999). Sedimentary cycles and volcanic ash beds in the Lower Pliocene lacustrine succession of Ptolemais (NW Greece): discrepancy between  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and astronomical ages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 283–303.
- Steininger, F.F. (1999). Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Mioecene "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones" (MN-Zones). En: G.E. Rössner y K. Heissig (Editores), *The Miocene Land Mammals of Europe*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 9-24.
- Strasser, A., Hilgen, F.J. y Heckel, P.H. (2006). Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletter on Stratigraphy*, 42(2): 75-114.
- Taberner, C., Dinarès-Turell, J., Giménez, J. y Docherty, C. (1999). Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 111(8): 1155–1174.
- Tauxe, L., (1998). *Paleomagnetic Principles and Practice*. Modern Approaches in Geophysics, 17, 301 p.
- Teixell, A. (1990). Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI(2): 241-249.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Teixell, A. y García Sansegundo, J. (1995). Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (3): 215-228.
- Turner, J.P., Hirst, J.P.P. y Friend, P. (1984). A paleomagnetic analysis of Miocene fluvial sediments of Pertusa, near Huesca, Ebro Basin, Spain. *Geological Magazine*, 121: 279-290.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I. y Hardman, M. (2011). New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23: 123-145.
- Vail, P.R., Andemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Pérez-Cruz, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. En: E. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (Editores), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, pp. 617-659.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Todd, R.G. (1984). Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. En: I.S. Schlee (Editor), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. AAPG Memoir 36: 129-137.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson III, S., Sangree, J.B., Bubb, N. and Hatfield, W.G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes in sea level, parts 1-11. En: Payton, C.E. (Editor) *Seismic stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir, 26: 49-212.
- Valdés, G.G., Sesé, C. y Astibia, H. (1986). Micromamíferos (Rodentia y Lagomorpha) del yacimiento del Mioceno medio de Tarazona de Aragón (Depresión del Ebro, Provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, 42: 41-49.
- Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E. y Sáez, A. (2014). 20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 408: 183-193.
- Van Dam, J.A., Abdul Aziz, H., Alvarez Sierra, M.Á., Hilgen, F.J., van den Hoek Ostende, L.W., Lourens, L.J., Mein, P., van der Meulen, A.J. y Peláez-Campomanes, P. (2006). Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature*, 443(7112): 687-691, Supplementary Notes: 1-10.
- Van Dam, J.A., Alcalá, L., Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P., Garcés, M. y Krijgsman, W. (2001). The Upper Miocene Mammal Record from the Teruel-Alfambra Region (Spain). The MN system and continental stage/age concepts discussed. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21: 367-385.
- Van der Meulen, A.J. y Daams, R. (1992). Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas on relation to long-term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 227-253.

- Van der Meulen, A.J., García-Paredes, I., Álvarez-Sierra, M.Á., van den Hoek Ostende, L.W., Hordijk, K., Oliver, A., López-Guerrero, P., Hernández-Ballarín, V. y Peláez-Campomanes, P. (2011). Biostratigraphy or biochronology? Lessons from the Early and Middle Miocene small Mammal Events in Europe. *Geobios*, 44: 309-321.
- Van der Meulen, A.J., García-Paredes, I., Álvarez-Sierra, M.Á., van den Hoek Ostende, L.W., Hordijk, K., Oliver, A. y Peláez-Campomanes, P. (2012). Updated Aragonian biostratigraphy: Small Mammal distribution and its implications for the Miocene European Chronology. *Geologica Acta*, 10(2): 159-179.
- Van der Voo, R. (1990). Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. *Review of Geophysics*, 28: 167-206.
- Van der Voo, R. (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, 411 p.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1987). Key definitions of sequence stratigraphy. En: A.W. Bally (Editor), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, v. 1: 11-14. AAPG Studies in Geology, 27.
- Van Wagoner, J.C., Nummedal, D., Jones, C.R., Taylor, D. R., Jenette, D.C. y Ryley, G.W. (1991). Sequence Stratigraphy. Applications to shelf sandstone reservoirs: outcrops to subsurface examples. *AAPG Field Conference 1991*, 267 p.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sarg, F.J., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus; B.S. Hastings; G.C.St.C. Kendall; H.W. Posamentier; C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Editores.), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication, 42: 39-45.
- Vasiliev, I., Franke, C., Meeldijk, J.D., Dekkers, M.J., Langereis, C.G. y Krijgsman, W. (2008). Putative greigite magnetofossils from the Pliocene epoch. *Nature Geoscience*, 1(11): 782-786.
- Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G. y Bárcena, M.A. (2000). Precession-related sapropelites of the Messinian Sorbas Basin (South Spain): paleoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158: 353-370.
- Vázquez Urbez, M. (2001): *Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Superior de La Muela de Borja (provincia de Zaragoza)*, Cuenca del Ebro. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 169 p.
- Vázquez Urbez, M. (2008). *Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos de la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 476 p.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002). Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): Modelo sedimentario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15(1-2): 41-54.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2003). Isotopic Characterization (d13C and d18O) of Miocene continental carbonate deposits of the western Ebro Basin (Spain). *3rd International Limnogeological Congress*, Abstracts: 306-307.
- Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., Pardo, G. y Pérez-Rivarés, J. (2013). The effect of drainage reorganization and climate on the sedimentologic evolution of intermontane lake systems: the final fill stage of the Tertiary Ebro Basin (Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 83: 562-590.
- Vergés, J. (1993). *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central: evolució cinemàtica en 3-D*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 203 p.
- Vergés, J., Muñoz, J.A. y Martínez, A. (1992). South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. En: M.R. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, Londres, pp. 255-264.
- Viallard, P. (1973). *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique*. Tesis doctoral, Université Paul Sabatier, Toulouse, 445 p.



- Villalta, J.F., Crusafont, M. y Ruiz de Gaona, M. (1946). El yacimiento de mamíferos fósiles de las Yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 16: 157-182.
- Villena, J., Gonzalez, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. (1992). Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27(1-2): 225-245.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y Gonzalez, A. (1996 a). The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Editores), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, pp. 83-88.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y Gonzalez, A. (1996 b). The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Editores), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, pp. 77-82.
- Viseras, C. (1991). *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 327 p. ISBN: 94-600-7648-2.
- Viseras, C.; Soria, J.M. y Fernández, J. (2004). Cuencas neógenas postorogénicas de la cordillera Bética. En: J.A. Vera (Editor principal), *Geología de España*, Sociedad Geológica de España- IGME, Madrid, pp. 576-581.
- Walsh, S.L. (1998). Fossil datum terms, paleobiological event terms, paleonto-stratigraphy, chonostratigraphy and the definition of land mammal "age" boundaries. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 18: 150-179.
- Weedon, G.P. (2003). *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy: examining stratigraphic records of environmental cycles*. Cambridge University Press, Cambridge, 259 p.
- Williams, G.D. y Fischer, M.V. (1984). A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3(7): 773-780.
- You, Y., Huber, M., Muller, R.D., Poulsen, C.J. y Ribbe J. (2009). Simulation of the middle Miocene climate Optimum. *Geophysical Research Letters*, 36 (4): L04702.
- Yuste, A., Luzón, A. y Bauluz, B. (2004). Provenance of Oligo-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (Spain): a XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology*, 172: 251-268.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, 269: 686-693.
- Zapater, I. (2004). Geografía del Bajo Cinca. En: Comarca del Bajo Cinca (F. Montón, coord.). Colección Territorio, 14. Diputación General de Aragón, Departamento de Presidencia y Relaciones Institucionales, Zaragoza, pp. 17-40.
- Zijderveld, J.D.A. (1967). AC demagnetization of rocks: Analysis of results. En: D.W. Collinson, K.M. Creer y S.K. Runcorn (Editores), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.
- Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloetingh, S., Roure, F. y Moretti, I. (1990). Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro Basin. *Journal of Geophysical Research*, 95: 2701-2711.

## ANEXO I

### FIGURAS FUERA DE TEXTO

*Figura 3.5 Corte geológico de Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre.*

*Figura 3.10 Sección estratigráfica de Ontiñena.*

*Figura 3.11 Sección estratigráfica de Albalatillo.*

*Figura 3.12 Sección estratigráfica de Lanaja.*

*Figura 3.13 Sección estratigráfica de San Caprasio.*

*Figura 3.14 Sección estratigráfica de Castillo de Sora.*

*Figura 3.15 Sección estratigráfica de Esteban.*

*Figura 3.17 Corte geológico del subsector Tarazona.*

*Figura 3.22 Sección estratigráfica de Lugar.*

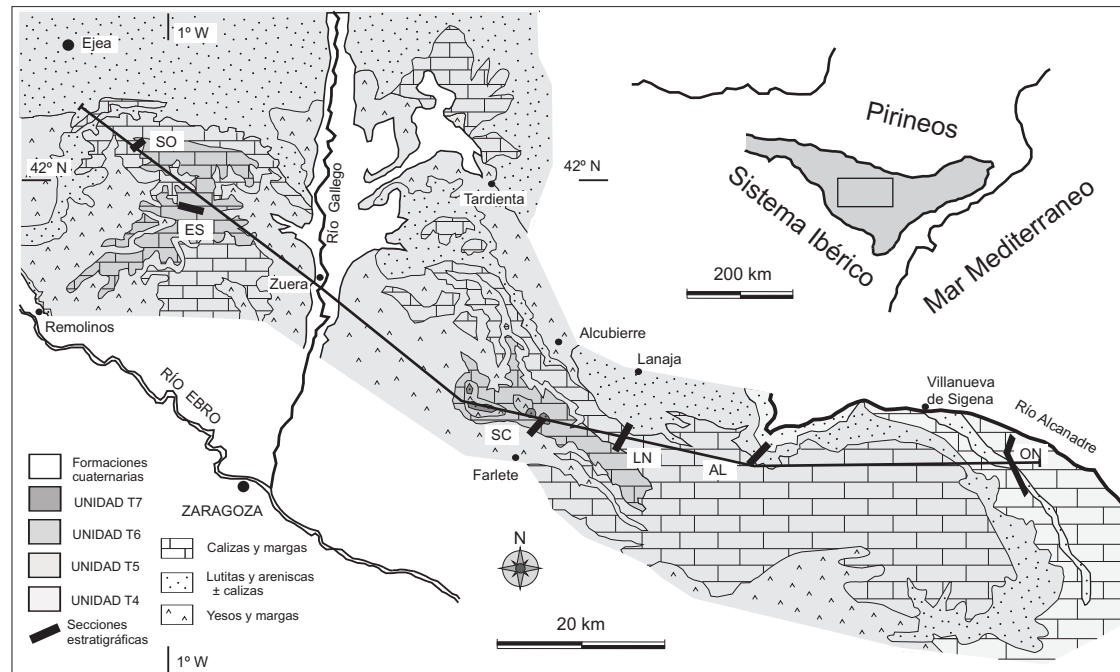
*Figura 3.23 Sección estratigráfica de Melero.*

*Figura 3.24 Sección estratigráfica de Umbría Alta.*

*Figura 3.25 Discordancia del Barranco de Peña Blanca.*

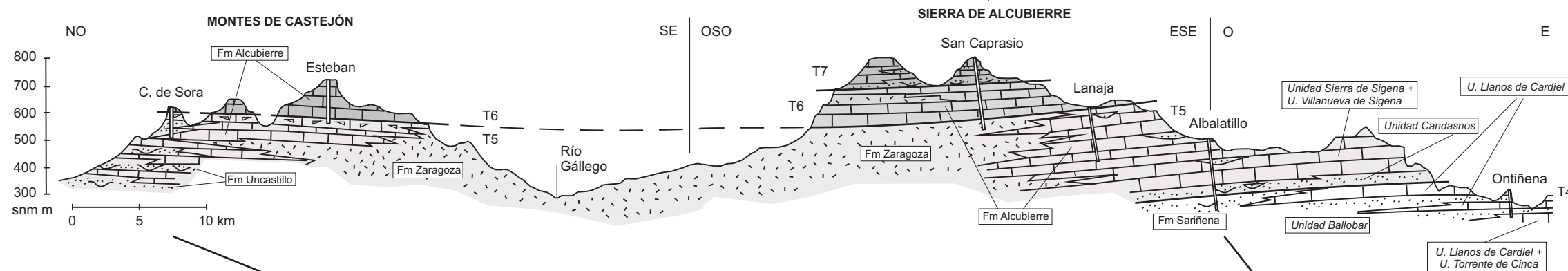
*Figura 6.1 Correlación magnetoestratigráfica.*

*Figura 7.10 Correlación con la curva de excentricidad de 2,4 Ma.*



Vista desde el sur de La Sierra de Alcubierre en torno al pico de San Caprasio

Traza del corte geológico que cubre los Montes de Castejón y la Sierra de Alcubierre



Vista desde el sur del Collado de Sora donde se ha situado la sección de Castillo de Sora



Vista general de la sección de Albalatillo

Figura 3.5 Corte geológico de Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre con la relación entre las formaciones definidas por Quirantes (1978), Cabrera (1983) y Luzón (1994, 2001), y las unidades tectosedimentarias reconocidas por Arenas (1993) en ambos subsectores.



UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS
UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS
TRAMOS
POTENCIA
COLOR
LITOLOGIA
GEOMETRIA
TEXTURA

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y DIAGENETICAS
COMPONENTES Y ESTRUCTURAS DE ORIGEN ORGANICO

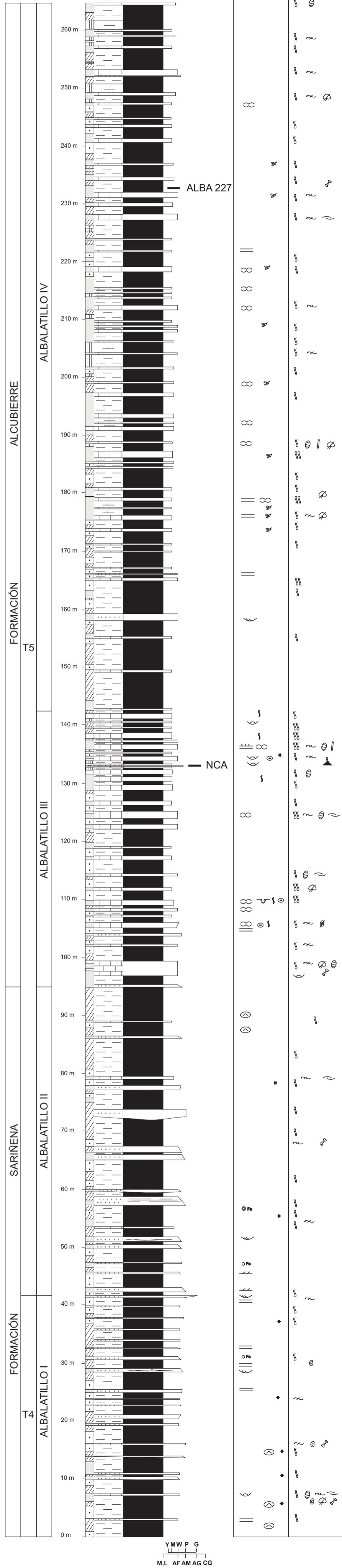


Figura 3.11 Sección estratigráfica de Albalatillo.

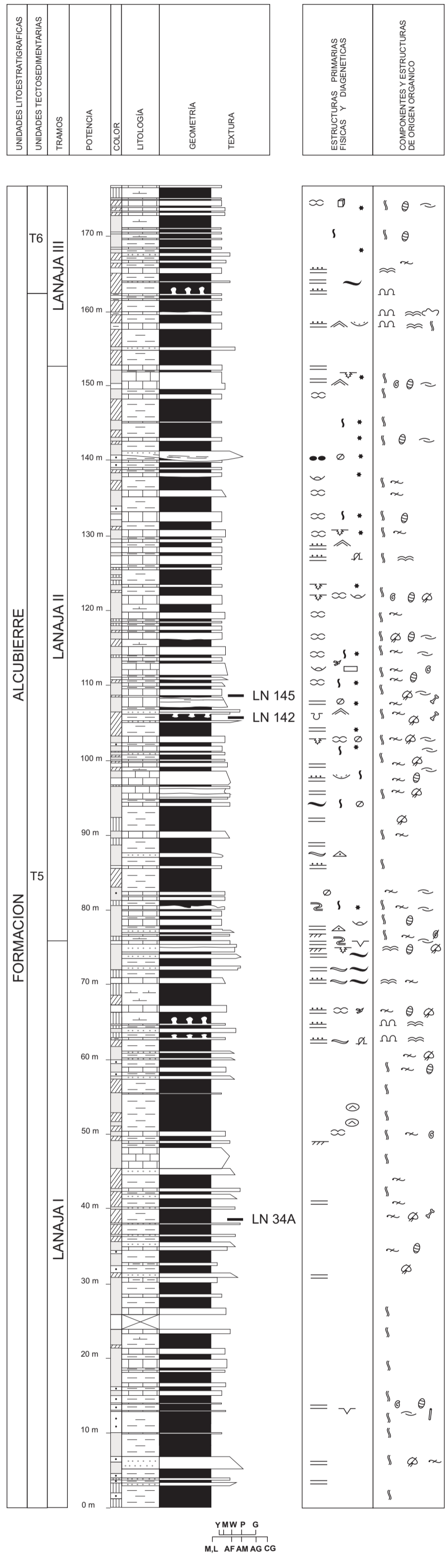


Figura 3.12 Sección estratigráfica de Lanaja.



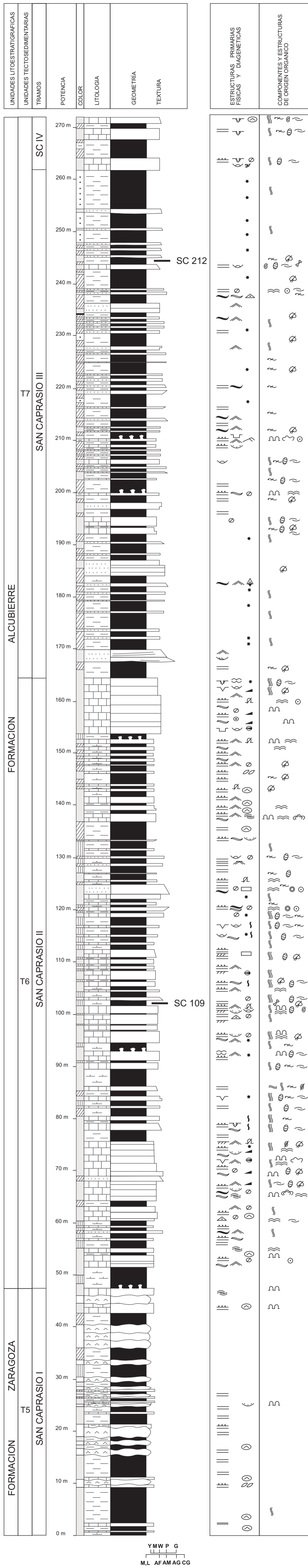
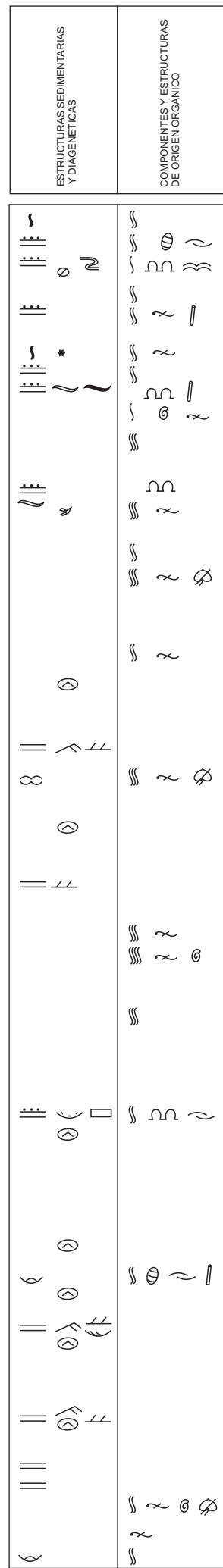
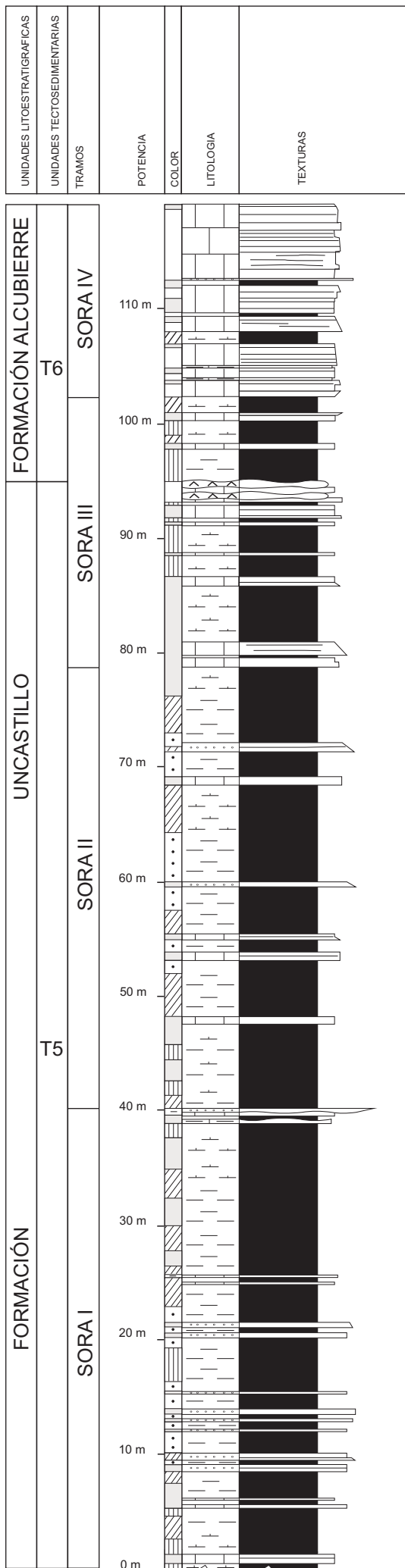


Figura 3.13 Sección estratigráfica de San Caprasio.



Y M W P G  
M, L AF AM AG CG

Figura 3.14 Sección estratigráfica de Castillo de Sora.



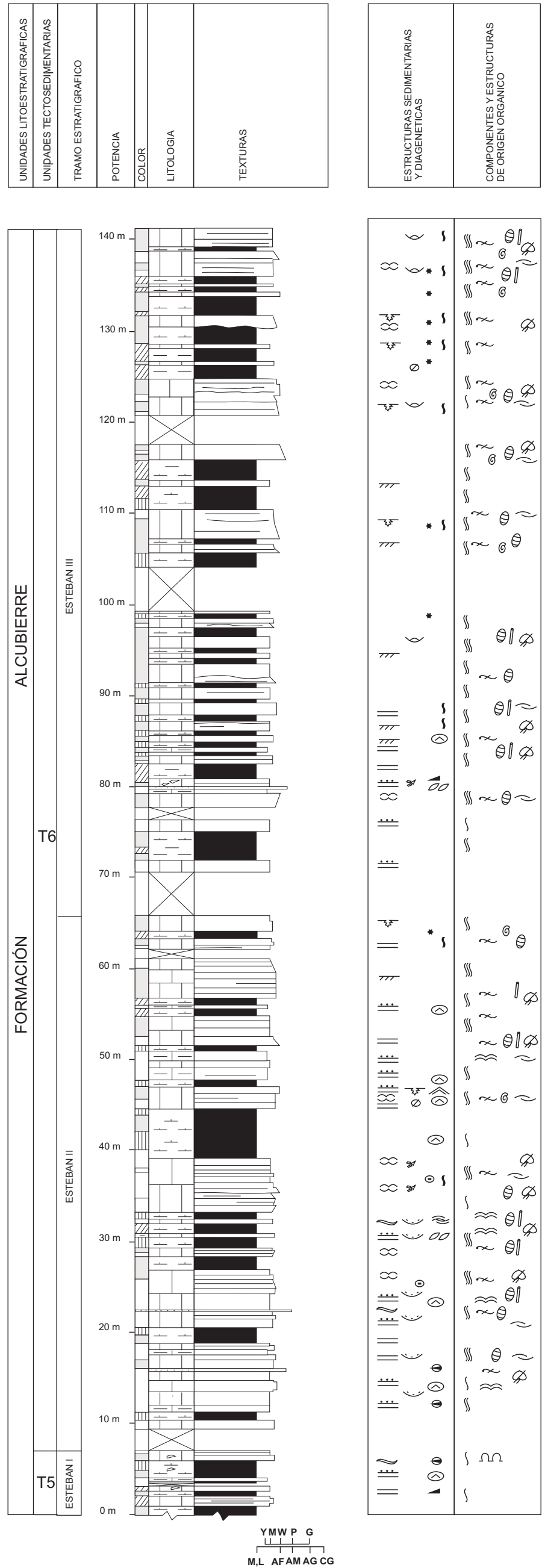
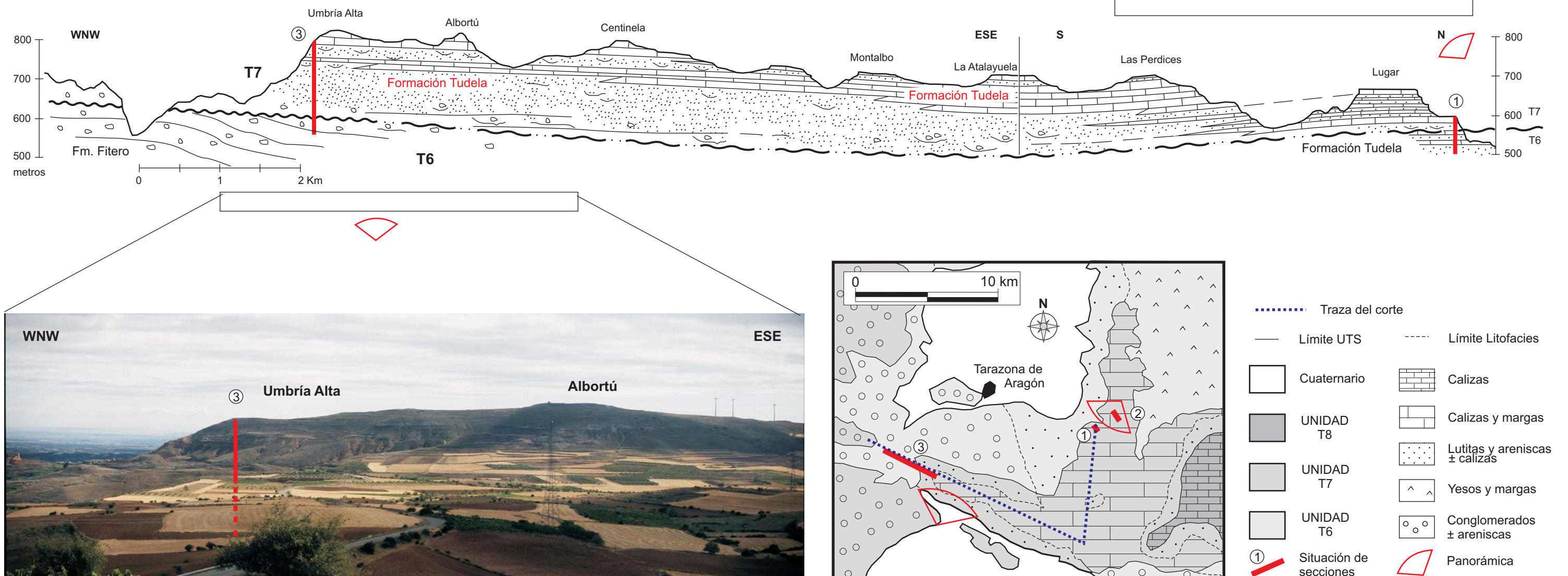


Figura 3.15 Sección estratigráfica de Esteban.



Figura 3.17 Corte geológico del subsector Tarazona, relación entre formaciones y unidades tectosedimentarias y vistas panorámicas de los relieves de la Umbría alta y Lugar, sobre los que se han realizado las secciones del subsector Tarazona: 1 Sección de Lugar, 2 Sección de Melero, 3 Sección de Umbría Alta. Mapa de situación modificado de Pérez et al., (1988).



UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS
UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS
TRAMOS
POTENCIA
COLOR
LITOLOGIA
GEOMETRIA
TEXTURA

ESTRUCTURAS PRIMARIAS FISICAS Y DIAGENETICAS
COMPONENTES Y ESTRUCTURAS DE ORIGEN ORGANICO

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS
UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS
TRAMOS
POTENCIA
COLOR
LITOLOGIA
TEXTURAS

ESTRUCTURAS PRIMARIAS FISICAS Y DIAGENETICAS
COMPONENTES Y ESTRUCTURAS DE ORIGEN ORGANICO

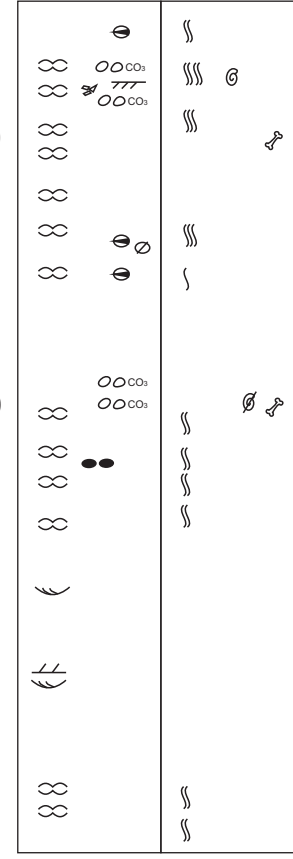
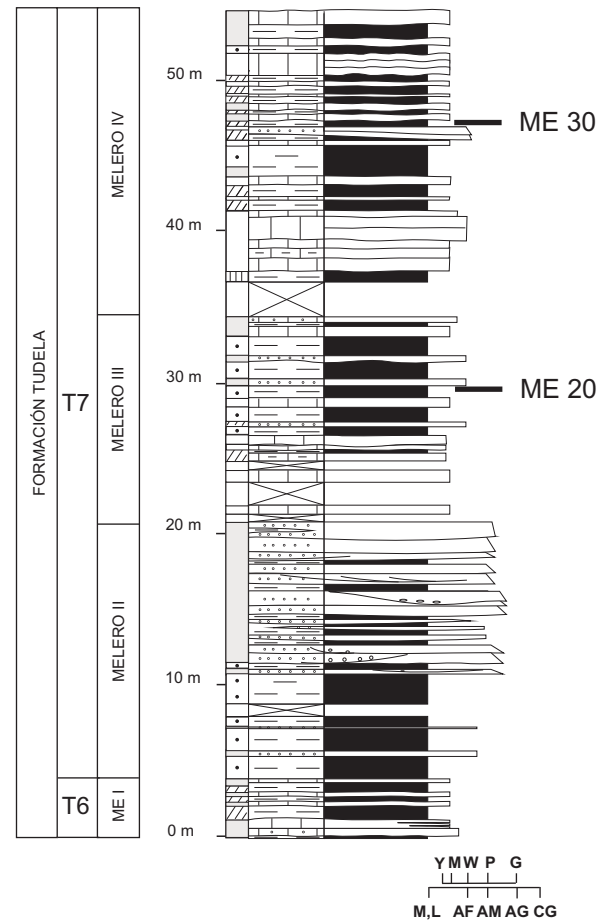
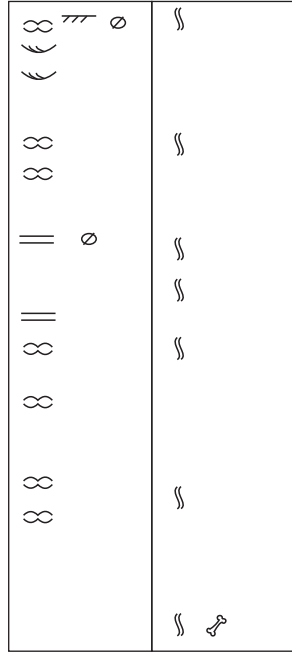
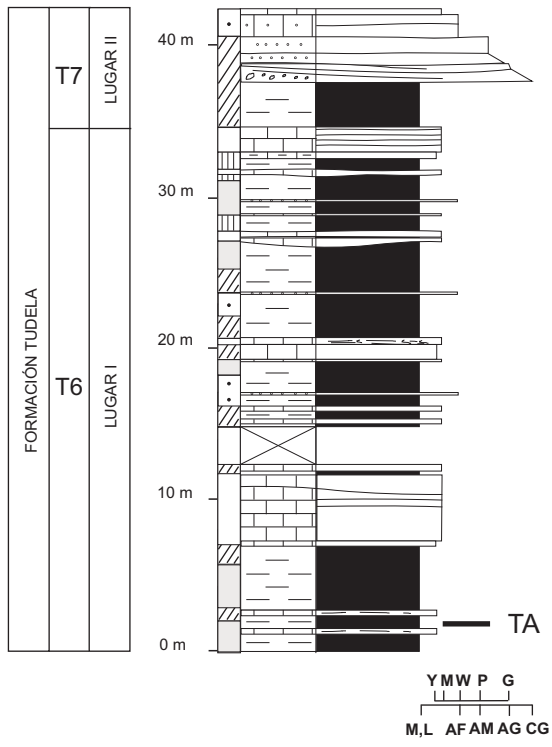


Figura 3.22 Sección estratigráfica de Lugar.

Figura 3.23 Sección estratigráfica de Melero.

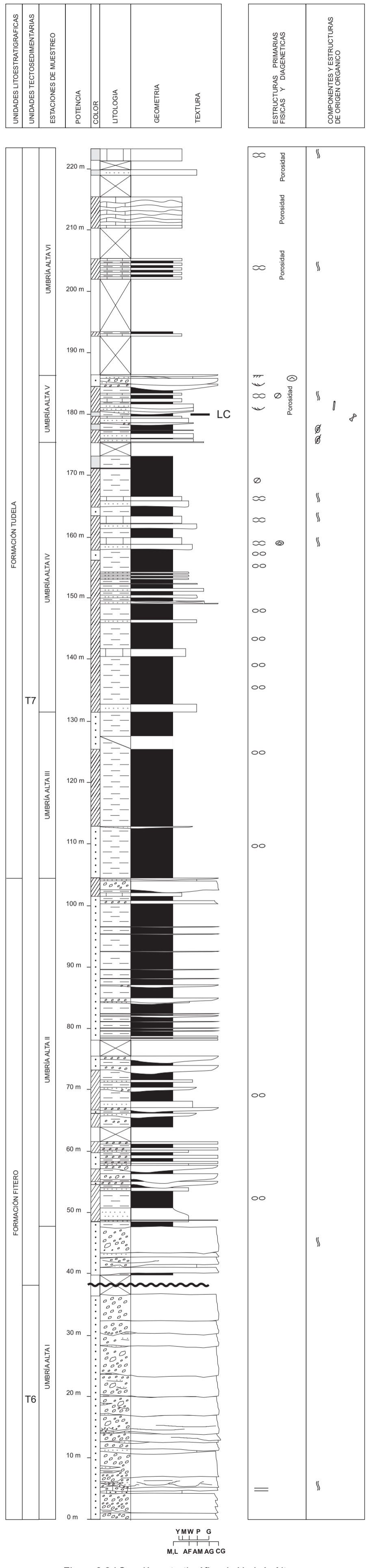
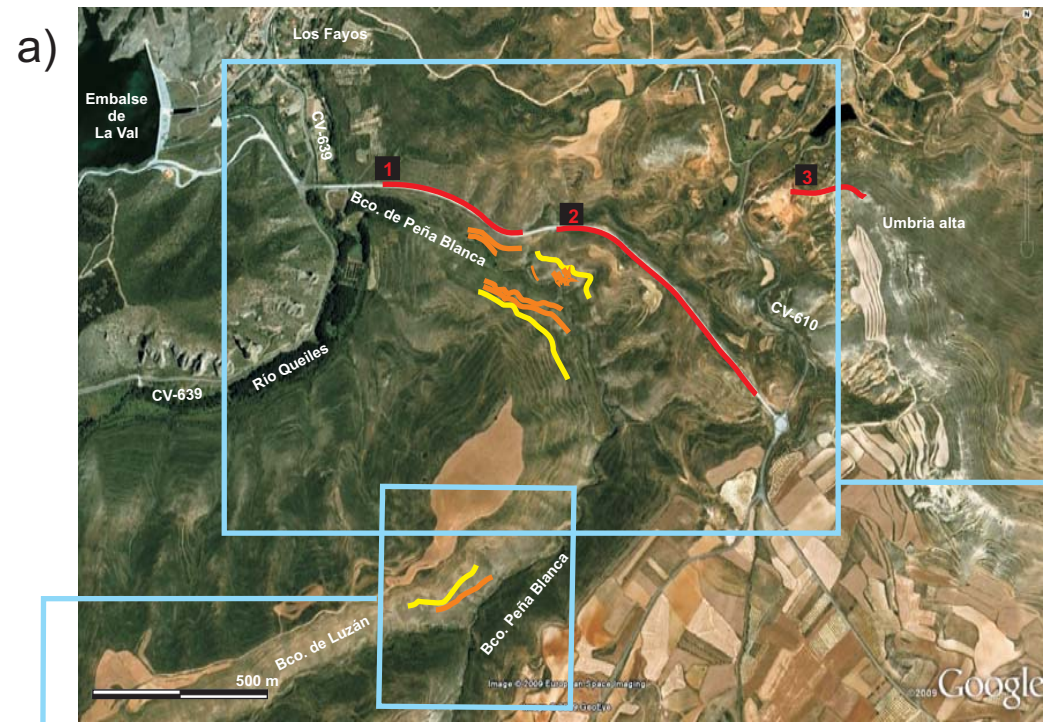


Figura 3.24 Sección estratigráfica de Umbria Alta.





a) Foto satélite y mapas topográficos del Barranco de Peña Blanca y alrededores. En "color", área que abarcan las imágenes de campo en b). Las marcas negras indican el límite inferior de cada fotografía. Líneas de capa en la discordancia: en color naranja, las situadas por encima; en amarillo las situadas por debajo. En la foto-satélite (tomada de Google Earth) se ha marcado en rojo el trazado por donde se ha levantado la columna estratigráfica de la sección de la Umbria Alta. El conjunto de líneas de capa permite determinar para la misma una dirección aproximadamente norte-sur, con las capas inferiores buzando hacia el Este.

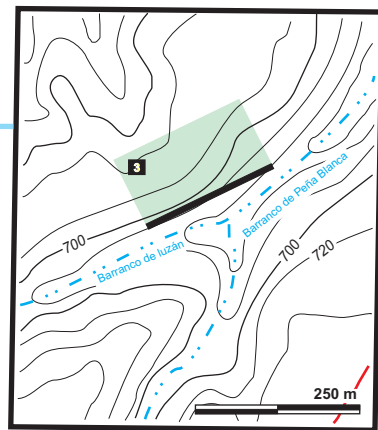
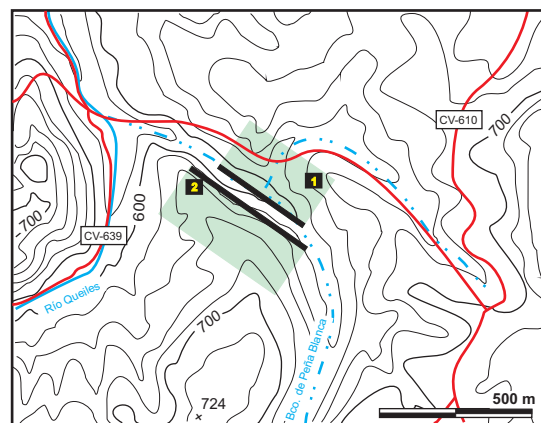
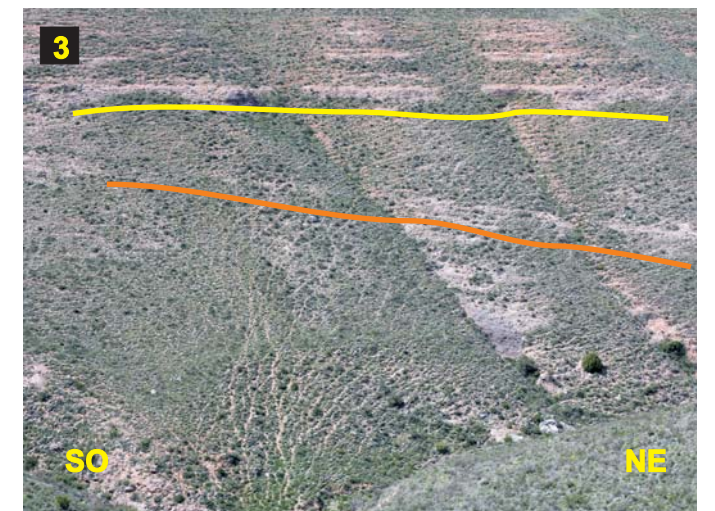


Figura 3.25 Discordancia del Barranco de Peña Blanca.



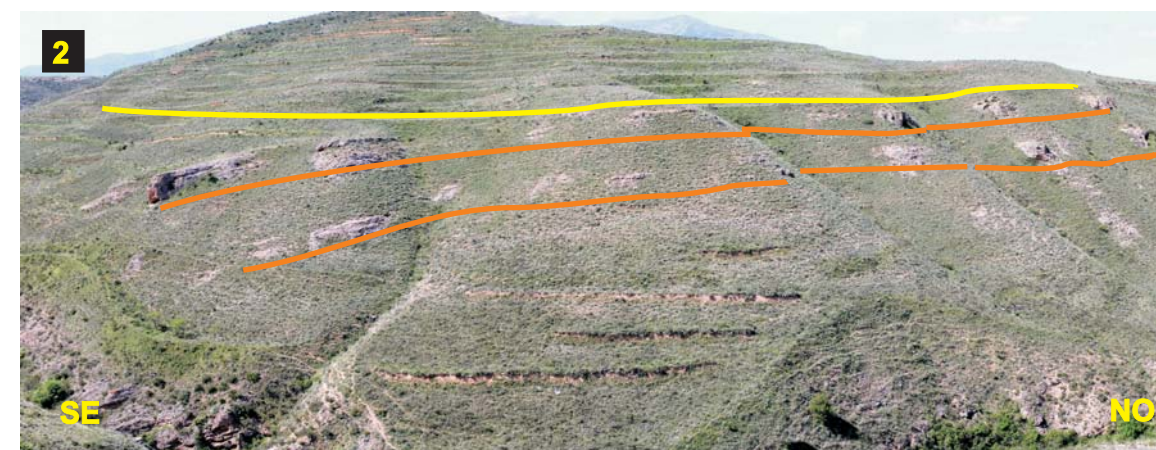
b) Panorámicas y detalles de la discordancia de Peña Blanca.

Fotografía 1: vista panorámica de la vertiente derecha del Barranco de Peña Blanca. Se observa cómo las capas de conglomerados en el corte de la carretera (parte izquierda de la fotografía), se disponen con buzamientos horizontales, al igual que los niveles resaltados en naranja en la parte derecha de la fotografía. Los relieves del fondo (la Umbria Alta) mantienen estos buzamientos horizontales en el resto de la sección. Sin embargo los niveles resaltados en amarillo aguas arriba de un gran bloque, presentan buzamientos entre 5 y 10 grados, y los que se encuentran aún más aguas arriba (derecha de la fotografía) presentan un buzamiento de hasta 25 grados. A la derecha de la panorámica, un detalle de los mismos allí donde alcanzan el mayor buzamiento.



Fotografía 2: Vista panorámica de la vertiente izquierda del Barranco de Peña Blanca enfrente de la fotografía 1. Los niveles conglomeráticos situados aguas abajo (a la derecha de la fotografía) muestran buzamientos horizontales, mientras que barranco arriba adquieren buzamiento hacia el Este.

Fotografía 3: Aspecto de la discordancia en la vertiente izquierda del Barranco de Peña Blanca, junto a la convergencia con el Barranco de Luzán.





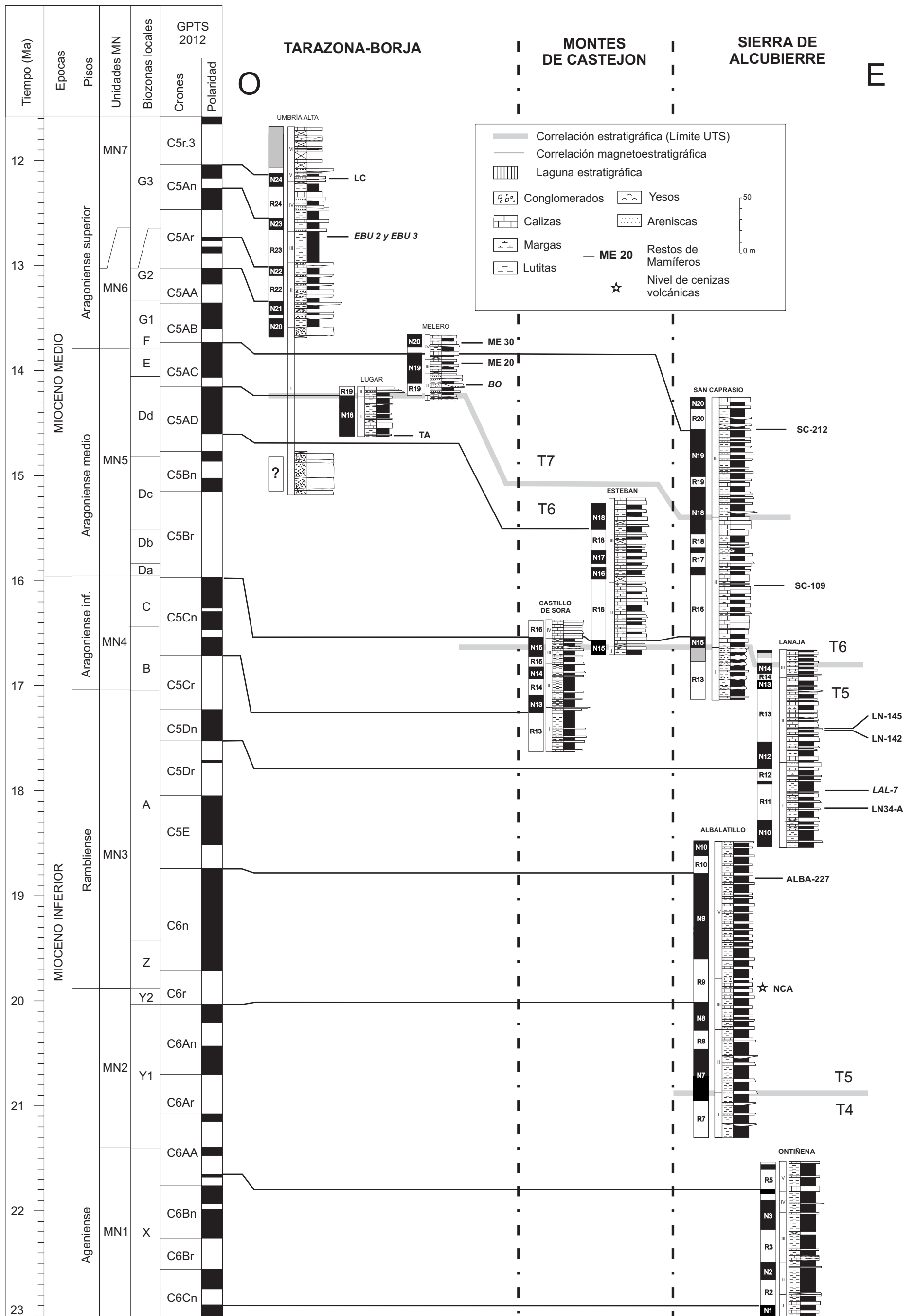


Figura 6.1 Correlación magnetoestratigráfica de todas las secciones de los subsectores de la Sierra de Alcubierre, los Montes de Castejón y Tarazona-Borja.

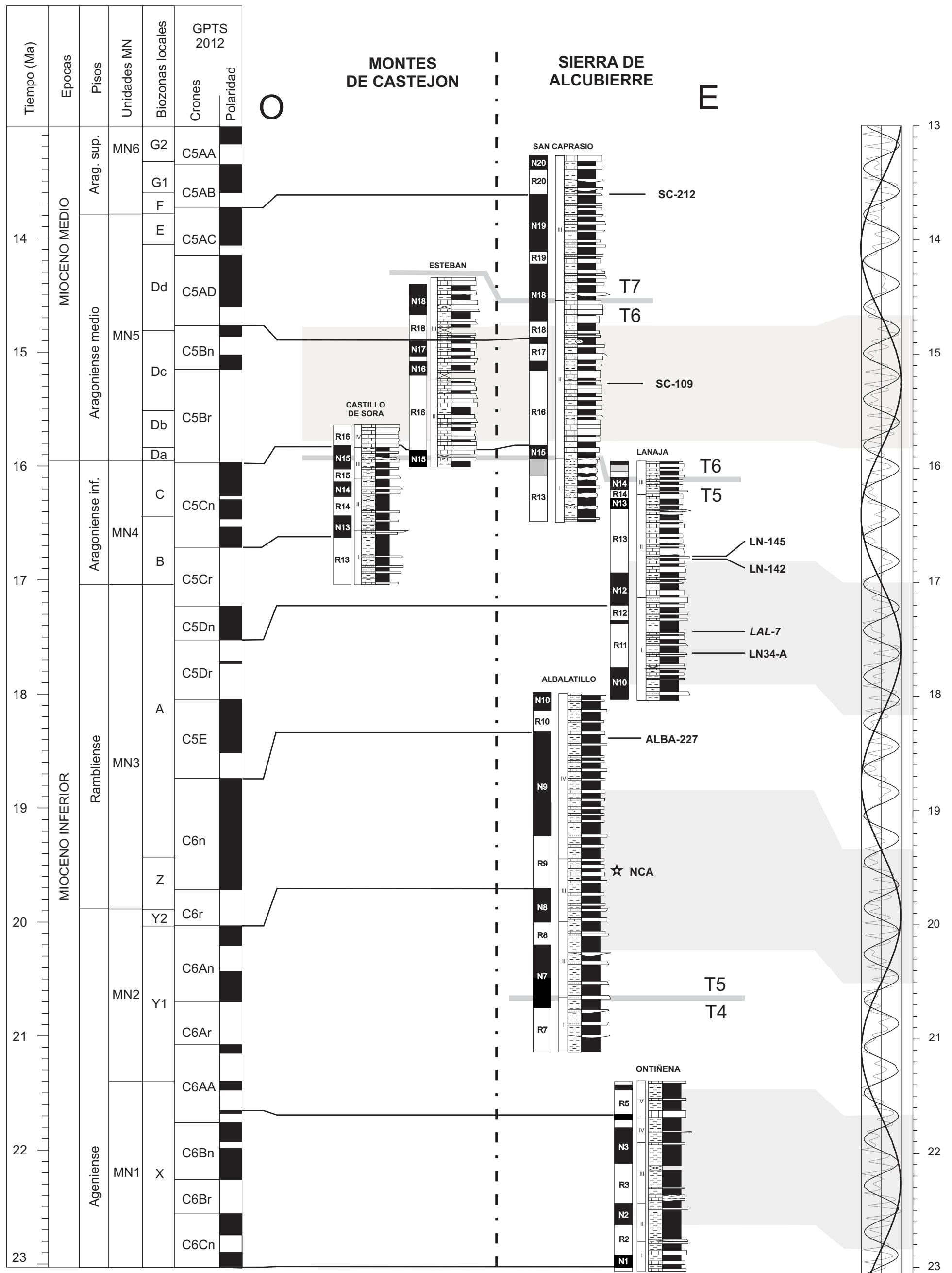


Figura 7.10 Correlación de las secciones de la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón con la curva de excentricidad de 2,4 Ma filtrada de las soluciones de Laskar et al. (2004), a partir de la correlación magnetoestratigráfica calibrada con la GPTS2012 (Gradstein et al., 2012).

