

MAGNETOCRONOLOGÍA DE LA SUCESIÓN MIOCENA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE (SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO)

F. J. Pérez-Rivarés¹, M. Garcés², C. Arenas¹ y G. Pardo.¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, (perezriv@posta.unizar.es).

² Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuenclas, Facultad de Geología, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona.

Resumen: En este trabajo se presentan los primeros datos magnetoestratigráficos de los sedimentos lacustres y aluviales distales miocenos que afloran en la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones, en el sector central de la Cuenca del Ebro. Se han analizado tres secciones correlacionadas que cubren toda la sucesión estratigráfica en el área de estudio (alrededor de 636 m de potencia). La magnetoestratigrafía integrada de la Sierra de Alcubierre se extiende del cron 6Ar al cron 5ABn, lo cual representa unos 8 millones de años dentro del Mioceno inferior y medio. Se ha estimado la duración en tiempo absoluto de las unidades genéticas de relleno previamente caracterizadas en el área (unidades tectosedimentarias T₅, T₆ y T₇) a partir de la cronología de sus límites. El límite T₄-T₅ queda establecido en el cron 6An.2n, calibrándose, mediante interpolación, en ~21,2 Ma. El límite T₅-T₆ se sitúa en el cron 5Cn.2n en ~16,4 Ma. Finalmente, el límite T₆-T₇ queda fijado en el cron 5ADn en ~14,4 Ma, lo que implica unos 2 Ma más antiguo de lo que se suponía hasta el momento. De este modo, la localidad de mamíferos de San Caprasio 212, la única conocida en el área estudiada, se situaría ahora a partir de los datos magnetoestratigráficos en el cron 5ABr. Se han calculado las tasas de sedimentación de diversos tramos de la sucesión, resultando las tasas más elevadas las de los tramos de sedimentación aluvial y las tasas más reducidas las de los tramos de sedimentación lacustre.

Palabras clave: Magnetoestratigrafía, Geocronología, Mioceno, Cuenca del Ebro

Abstract: First magnetostratigraphic results of the Miocene lacustrine and distal alluvial deposits in the central part of the Ebro Basin are presented. Three stratigraphic sections that comprise the whole outcropping succession have been analysed. The composite magnetostratigraphic succession of the Alcubierre Sierra spans from chron 6Ar to chron 5ABn, which represents around 8 Ma in the early and middle Miocene, recorded by a 636 m thick succession. The duration in absolute time of the previously established genetic units (tecto-sedimentary units T₅, T₆ and T₇) in the area has been determined from the chronology of their limits. The boundary between T₄ and T₅ is set within chron 6An.2n, around 21.2 Ma. The one between T₅ and T₆ is placed within chron 5Cn.2n, around 16.4 Ma. The boundary between T₆ and T₇ is moved to chron 5ADn, around 14.4 Ma, which implies about 2 Ma older than it had been supposed. As a consequence, the mammal locality of San Caprasio 212 (unit T₇), the only one known in the studied area, should be within chron 5ABr from magnetostratigraphic data. Sedimentation rates have been calculated in several stretches on the sections; it seems that higher values are in correspondence with alluvial environments and lower values with lacustrine environments.

Key words: Magnetostratigraphy, Geochronology, Miocene, Ebro basin.

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). *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4), 217-231

El relleno continental de la Cuenca terciaria del Ebro (Fig. 1) 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 diversas unidades litoestratigráficas y se ha profundizado en los procesos sedimentarios que las generaron.

La aplicación del Análisis Tectosedimentario (Garrido-Megías, 1982; cf. Pardo *et al.*, 1989) al estudio de estos materiales a partir de los años 80, ha llevado al reconocimiento de 8 unidades de relleno (Unidades Tectosedimentarias, UTSS) genéticamente relacionadas, principalmente, con la actividad tectónica en las cadenas que enmarcan la cuenca. La datación de estas

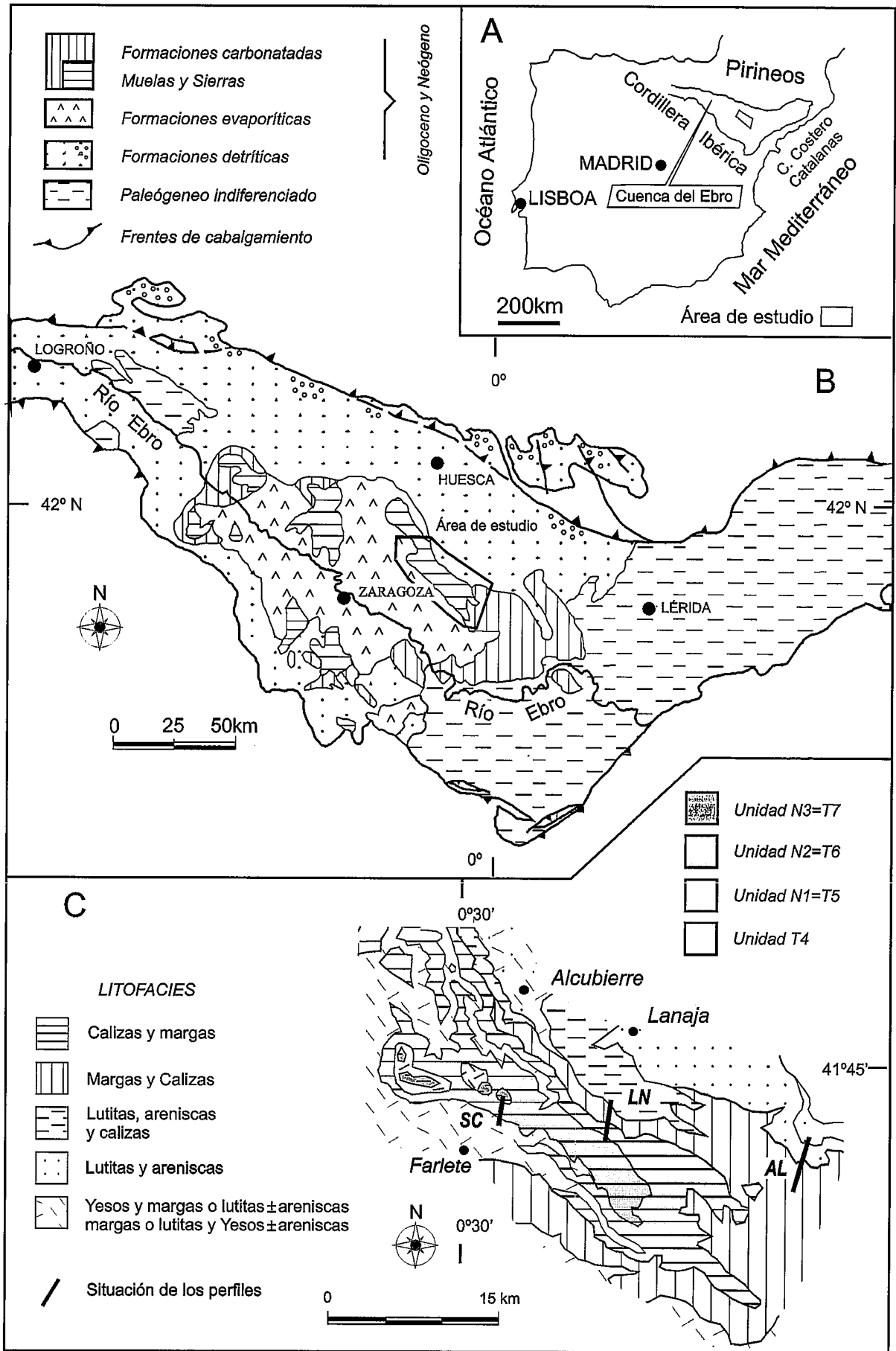


Figura 1.- (A) Situación geográfica de la Cuenca del Ebro y del área de estudio. (B) Esquema geológico del sector central de la Cuenca del Ebro donde se muestra la situación del área de estudio (simplificado y modificado de ITGE, 1995). (C) Cartografía de las unidades tectosedimentarias (simplificado de Arenas, 1993) y situación de los perfiles estudiados en este trabajo: SC: San Caprasio, LN: Lanaja y AL: Albalatillo.

unidades, denominadas T₁ a T₈ (Villena *et al.*, 1992 y 1996; Muñoz *et al.*, 2002), constituye un problema importante a la hora de establecer correlaciones precisas dentro de cada UTS y de analizar la ciclicidad sedimentaria o de realizar cualquier otro estudio que requiera cuantificación de los procesos sedimentarios.

En efecto, los yacimientos de fósiles en que se basan las dataciones que se manejan actualmente son, en conjunto, escasos y dispersos por toda la cuenca (*cf.* Villena *et al.*, 1992). Así, los materiales continentales de las unidades paleógenas (T₁ a T₃) han sido datados mediante correlación con los materiales marinos presentes en el margen oriental de la cuenca; la unidad de transición Paleógeno-Neógeno (T₄) es la más rica en yacimientos, concentrados en los sectores oriental y occidental; mientras que las UTSs miocenas (T₅ a T₈) basan su datación en una docena de localidades de mamíferos dispersas mayoritariamente en el sector central. Las dataciones absolutas basadas en métodos radiométricos son prácticamente anecdóticas en la Cuenca del Ebro: sólo se tiene noticia de la datación mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar de un nivel de cenizas volcánicas (Odín *et al.*, 1997) situado en la UTS T₅. Finalmente, en cuanto a dataciones magnetoestratigráficas hay que señalar los trabajos realizados por Gomis *et al.* (1997) y Barberà *et al.* (2001) en el área de Fraga-Mequinenza. Estos trabajos cubren la sucesión de la UTS T₄, se benefician de un buen control bioestratigráfico y han permitido realizar los primeros análisis de periodicidad sedimentaria en las secciones correspondientes (Barberà *et al.*, 1996; Luzón *et al.*, 1999).

En el margen norte de la cuenca, Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996) realizan un estudio paleomagnético de los materiales detríticos continentales que se incluyen en las UTSs denominadas localmente U₂ y U₃ (Arenas, 1993), equivalentes a T₄ y T₅ del relleno de la cuenca. Sin embargo, la correlación que realizan esos autores entre las sucesiones magnetoestratigráficas lo-

cales y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) es rechazada y modificada por Arenas (1993) y Arenas *et al.* (2001).

El objeto del presente trabajo es dar a conocer los resultados del estudio magnetoestratigráfico realizado en los materiales miocenos aflorantes en la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones, en el sector central de la Cuenca del Ebro, correspondientes a las unidades de relleno T₅, T₆ y T₇, y discutir sus implicaciones geocronológicas.

Contexto geológico del sector central de la Cuenca del Ebro

La Cuenca del Ebro se configuró durante el Oligoceno inferior como último estadio evolutivo de la cuenca de antepaís del Pirineo. Su relleno en régimen endorreico, iniciado al final del Eoceno, terminó en el Mioceno superior cuando comenzó el vaciado erosivo que continúa hoy en día (Riba *et al.*, 1983). La Cuenca del Ebro es actualmente una zona morfológicamente deprimida, de forma aproximadamente triangular, limitada al norte por la Cordillera Pirenaica, al sur por la Cordillera Ibérica y al este por las Cadenas Costero Catalanas (Fig. 1A).

El Oligoceno y el Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro están constituidos por materiales detríticos, carbonatados y evaporíticos depositados en sistemas de abanicos aluviales y sistemas lacustres. En dicho sector, los sedimentos detríticos que se extienden desde el margen pirenaico hacia el centro (Fig. 1B) fueron definidos como Formación Sariñena (Quirantes, 1978), equivalente a la Formación Uncastillo (Soler y Puigdefabregas, 1970). Dentro de la formación Uncastillo se han caracterizado tres unidades tectosedimentarias complejas denominadas U₁, U₂ y U₃ por Arenas (1993). Estas unidades están directamente relacionadas en su génesis con la estructuración de las Sierras Exte-

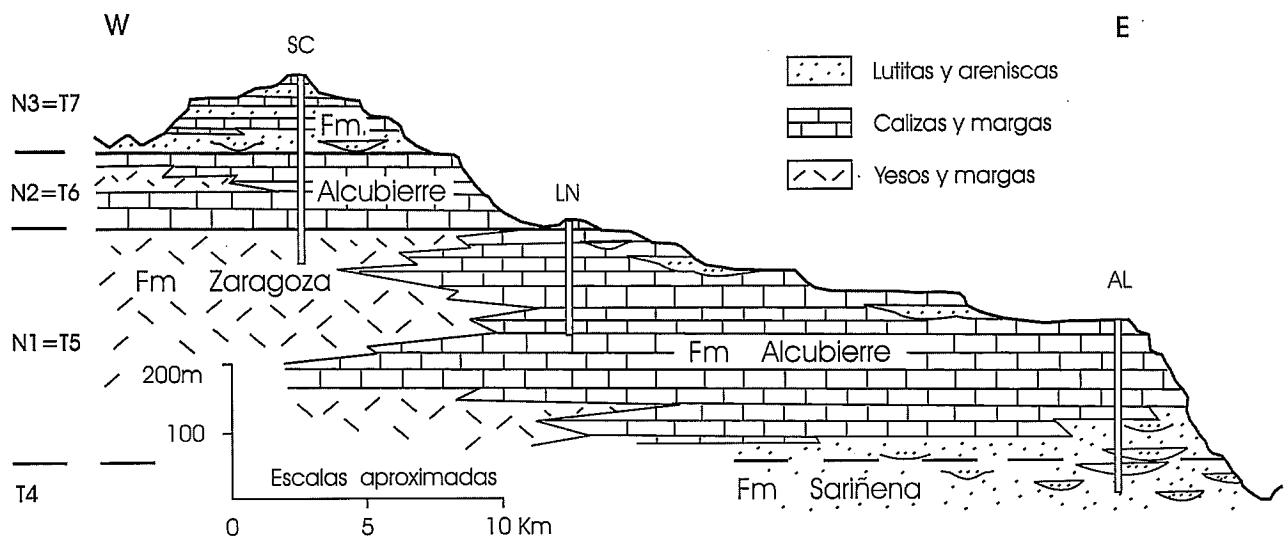


Figura 2.- Relación entre las formaciones definidas por Quirantes (1978) y las unidades tectosedimentarias caracterizadas en la Sierra de Alcubierre por Arenas (1993). SC, sección de San Caprasio; LN, sección de Lanaja; AL, sección de Albalatillo.

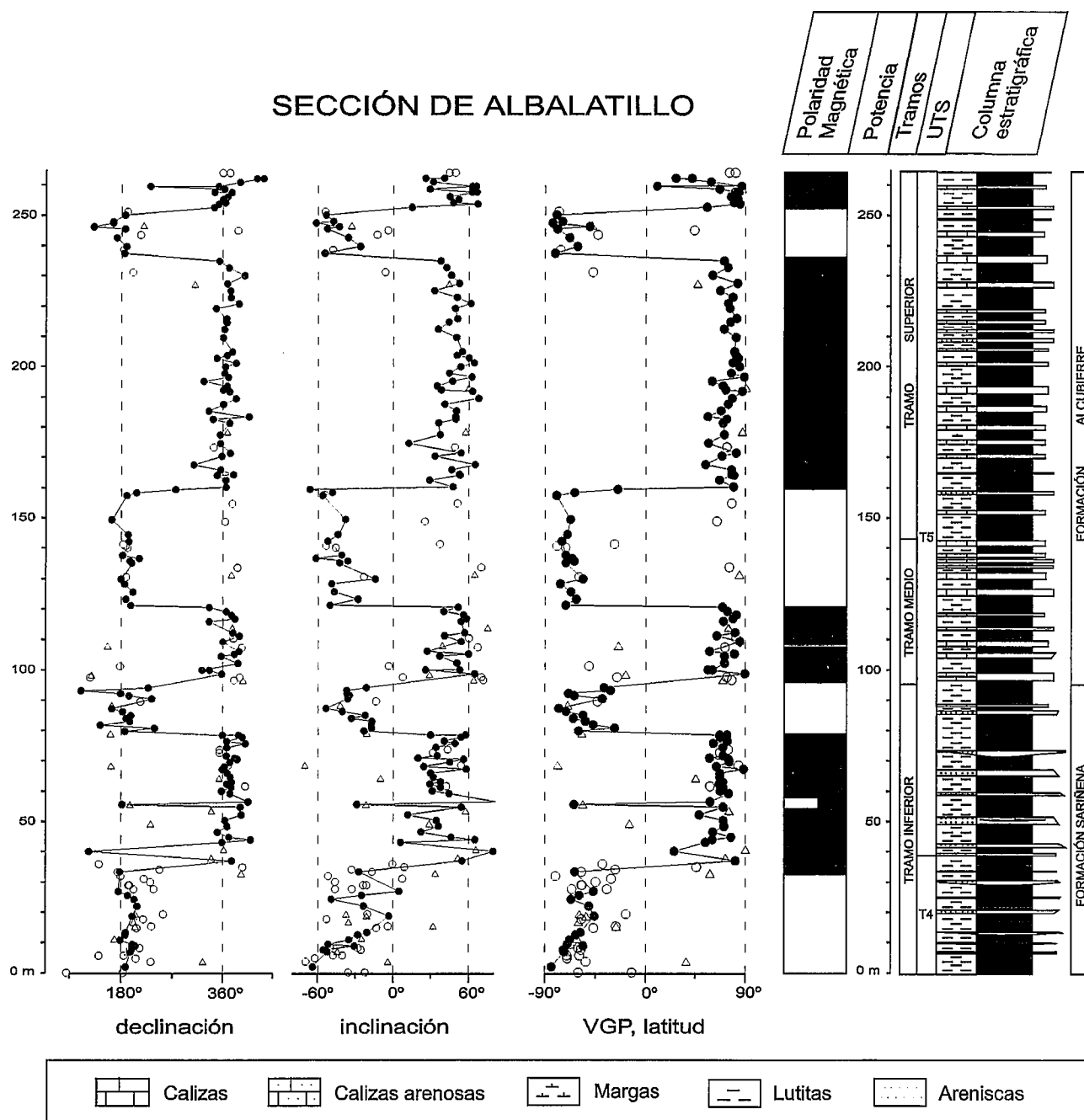


Figura 3.- Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de Albalatillo. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos y triángulos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa.

riores (Arenas *et al.*, 2001). En el margen ibérico, los depósitos detríticos corresponden a las formaciones Longares y Caspe (Quirantes, 1978), y allí Pérez *et al.* (1988) distinguen un conjunto paleógeno (T₄) y cuatro UTSs neógenas que denominan N₁ a N₄.

Hacia el centro de la cuenca, la Formación Sariñena o Uncastillo pasa lateralmente a las formaciones Alcubierre y Zaragoza (Quirantes, 1978). La Formación Zaragoza está constituida esencialmente por materiales evaporíticos y margas. Sobre ésta, y en parte como paso lateral, se halla la Formación Alcubierre (Quirantes, 1978), integrada por sedimentos fundamentalmente carbonatados (calizas y margas) que configuran los actuales relieves estructurales del centro de la depresión

del Ebro, entre ellos la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones septentrionales y orientales (Fig. 1B).

El área de la Sierra de Alcubierre no presenta deformaciones tectónicas importantes. En general, los estratos se encuentran horizontales o con suaves buzamientos hacia el sur y suroeste. En dicha área se han caracterizado tres UTSs con evolución granodecreciente más o menos compleja (Arenas, 1993): la primera (N₁), equivalente en el sector septentrional a la U₃, aflora en los relieves más bajos que bordean la sierra, y corresponde mayoritariamente a la Formación Zaragoza y a las Formaciones Alcubierre y Sariñena en su paso lateral con la primera; las otras dos (N₂ y N₃), en cambio, constituyen los relieves altos y corresponden a la Formación

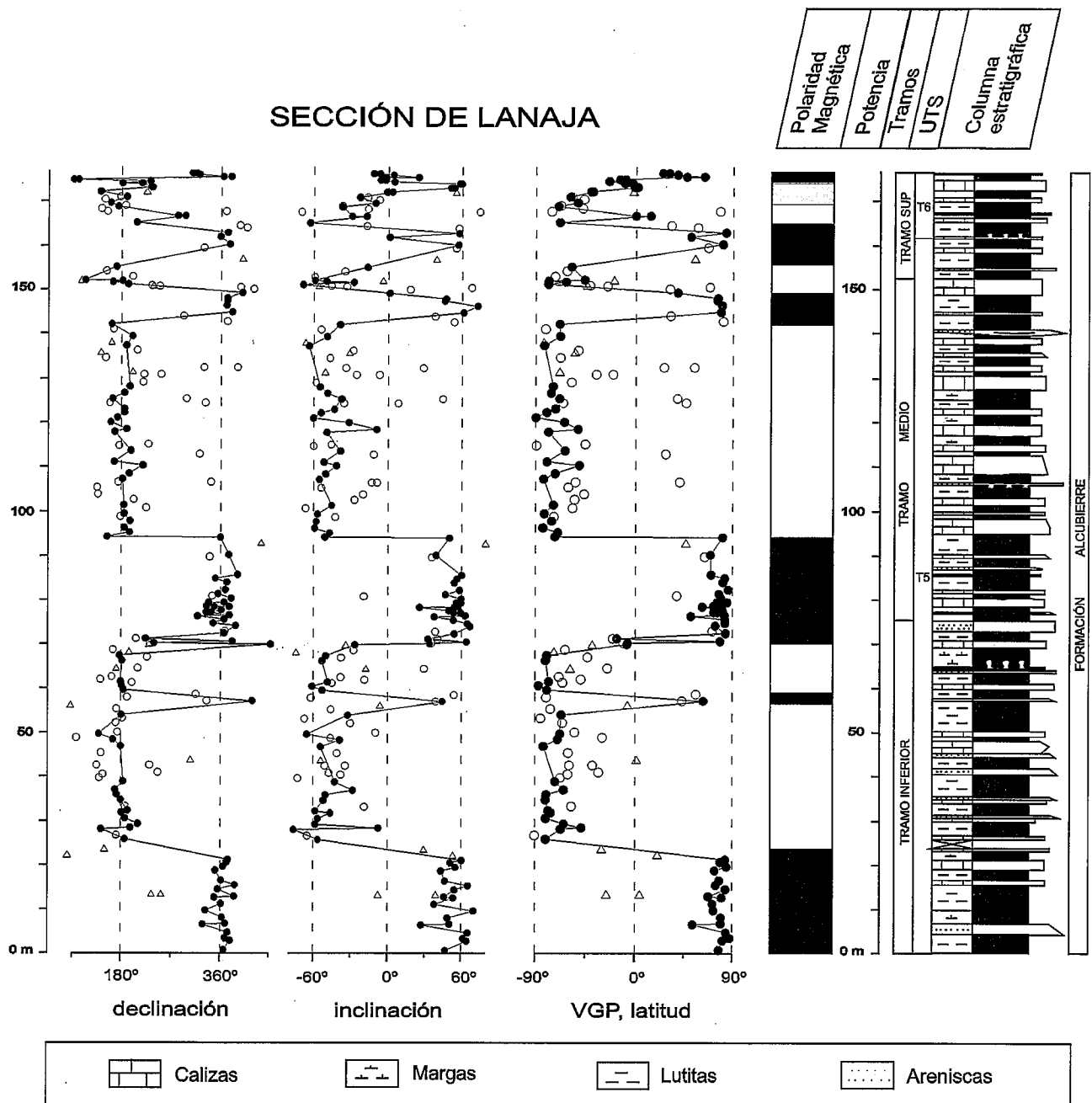


Figura 4.- Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de Lanaja. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos y triángulos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa.

Alcubierre. Las unidades locales N_1 , N_2 y N_3 de Pérez *et al.* (1988) y Arenas (1993) son equivalentes a las Unidades T_5 , T_6 y T_7 del relleno terciario de la cuenca (Figs. 1C y 2).

Arenas (1993) realizó la primera datación para la Sierra de Alcubierre a partir de los escasos yacimientos existentes hasta aquel momento en la sierra y sus estribaciones, donde las atribuciones cronológicas eran dispares para localidades paleontológicas con posiciones estratigráficas idénticas o muy similares. Por ello, su asignación se basaba, sobre todo, en la correlación estratigráfica con otros sectores próximos de la cuenca, en los cuales la atribución cronoestratigráfica de las correspondientes UTSs era más segura (*e.g.*, en el mar-

gen ibérico; Pérez *et al.*, 1989; Villena *et al.*, 1992 y 1996). A partir de esos datos, Arenas (1993) y Arenas y Pardo (2000) propusieron la datación de los intervalos temporales de las unidades tectosedimentarias como sigue: $N_1=T_5$: Ageniense (MN2)-Aragoniense inferior (MN4), $N_2=T_6$: Aragoniense medio (MN4)-Aragoniense superior (MN7), $N_3=T_7$: Aragoniense superior (MN7)-Vallesiense (MN9). Sin embargo, la edad de estos límites es poco precisa y susceptible de variaciones (según afirman los propios autores), ya que está basada en un número excesivamente reducido de localidades, cuyo significado biocronológico ha sido en algunos casos objeto de sucesivas revisiones. Así, el yacimiento de Villanueva de Huerva, que sirvió para datar el techo

de la unidad T₆ y que originalmente fue atribuido a la MN6 o MN7 (Pérez *et al.*, 1985), fue posteriormente revisado y asignado a la MN5 por Cuenca *et al.* (1992). De este modo, la supuesta edad intra-MN7 del límite T₆/T₇ deja de estar soportada por datos cronológicos precisos y pasa a tener un rango amplio entre la MN5 y la MN7.

Secciones estratigráficas

La sucesión estratigráfica de la Sierra de Alcubierre queda descrita en su totalidad con las secciones de Albalatillo, Lanaja y San Caprasio (Fig. 1C). Estas secciones se engloban dentro de las Formaciones Sariñena, Zaragoza y Alcubierre. La sucesión corresponde a ambientes de sedimentación lacustre, palustre y aluvial distal (Arenas, 1993)

La sección de Albalatillo (Fig. 3) tiene una potencia de 265 metros, es la más baja estratigráficamente de las tres secciones estudiadas y en ella se diferencian tres tramos. El tramo inferior de la sección corresponde a la Formación Sariñena y consiste en una alternancia de lutitas de colores marrones, rojos y grises y areniscas grises y marrones poco potentes con una tendencia general granocreciente, que posteriormente pasa a una tendencia general granodecreciente, siendo en esta parte los estratos de arenisca más potentes. Presenta algunas intercalaciones de calizas grises y de color marrón claro. Dentro de este tramo inferior, alrededor del metro 40, se ha situado el límite entre las UTSs T₄ y T₅, caracterizado por el cambio en la evolución granulométrica de granocreciente a granodecreciente. El tramo medio de la sección, donde se inicia la Formación Alcubierre, es una alternancia de lutitas de colores marrones, naranjas, rojos y grises y calizas grises y de color marrón claro con intercalaciones de areniscas grises, dominando más las calizas al ascender en la sección. Hacia el metro 135 se encuentra un nivel de 4-5 cm de espesor, de color blanco-grisáceo, constituido por analcima (hasta 90%) y en menores proporciones minerales de la arcilla (principalmente esmectita), calcita, cuarzo y feldespato, formado a partir de cenizas volcánicas (Arenas, 1993). El tramo superior de la sección presenta un predominio de lutitas de colores marrones, rojos, verdes y grises, con intercalaciones de calizas grises y con escasos niveles de areniscas grises.

Ha de tenerse en cuenta que el cambio en la evolución granocreciente a granodecreciente donde se sitúa el límite entre las UTSs 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 correlaciona 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.

La sección de Lanaja (Fig. 4) tiene una potencia de 177 metros y toda ella corresponde a la Formación Alcubierre. Se pueden diferenciar tres tramos. En el tramo inferior de la sección las litologías dominantes son lutitas y margas de tonos marrones y grises, algunas veces verdes o rojas, con intercalaciones de calizas grises y de color marrón claro, y de areniscas grises y marrones. El tramo medio de la sección se caracteriza por una alternancia de calizas grises y blancas y lutitas grises y marrones, algunas rojas o verdes, con escasas intercalaciones de areniscas grises. El tramo superior de la sección consta de lutitas marrones, grises y ocasionalmente verdes, con intercalaciones de calizas blancas, grises, beige y amarillas, y ocasionalmente de areniscas grises o marrones. Hacia el techo del tramo superior se sitúa el límite entre las unidades T₅ y T₆ (Arenas, 1993).

La sección de San Caprasio (Fig. 5) tiene una potencia de 272 metros y es la sección estratigráficamente más alta de las tres estudiadas. Se han diferenciado, igualmente, tres tramos. El tramo inferior de esta sección corresponde a la Formación Zaragoza y está constituido por una alternancia de lutitas de colores grises, marrones y verdes y yesos blancos, con intercalaciones de calizas grises, beige y amarillas. Los tramos medio y superior de la sección corresponden a la Formación Alcubierre. El tramo medio se caracteriza por una alternancia de calizas grises y beige y margas y lutitas de colores grises, marrones y verdes, con intercalaciones de areniscas grises y marrones, más frecuentes en su mitad superior. El límite entre el tramo inferior y medio es, asimismo, el límite entre las UTSs T₅ y T₆, y se caracteriza por la desaparición de los niveles de yesos. El tramo superior de la sección es una alternancia de lutitas marrones y grises y areniscas grises con intercalaciones de calizas grises. La sección culmina con unos pocos metros de alternancia de lutitas marrones y calizas grises. El límite entre los tramos medio y superior de la sección es también el límite entre las UTSs T₆ y T₇, reconocible por una ruptura sedimentaria con evidencias de exposición subaérea y erosión débil (Arenas y Pardo, 1991), la cual marca la aparición de los sedimentos detríticos de la UTS T₇ sobre los depósitos carbonatados de la UTS T₆. En el tramo superior de esta sección se sitúa la localidad de restos de mamíferos de San Caprasio 212 (Agustí *et al.*, 1994), en la que se encontró la asociación fósil de *Ramys cf. perezii* y *Megacricetodon sp.*, a la que los autores atribuyeron una edad entre el final del Aragoniense (MN8) y el comienzo del Vallesiense (MN9).

Análisis paleomagnético

A lo largo de las tres secciones se han seleccionado estaciones de muestreo a intervalos de un metro aproximadamente, en materiales lutíticos, margosos y calizos. Se han obtenido al menos dos muestras cilíndricas orientadas por cada estación. Para la elaboración de la

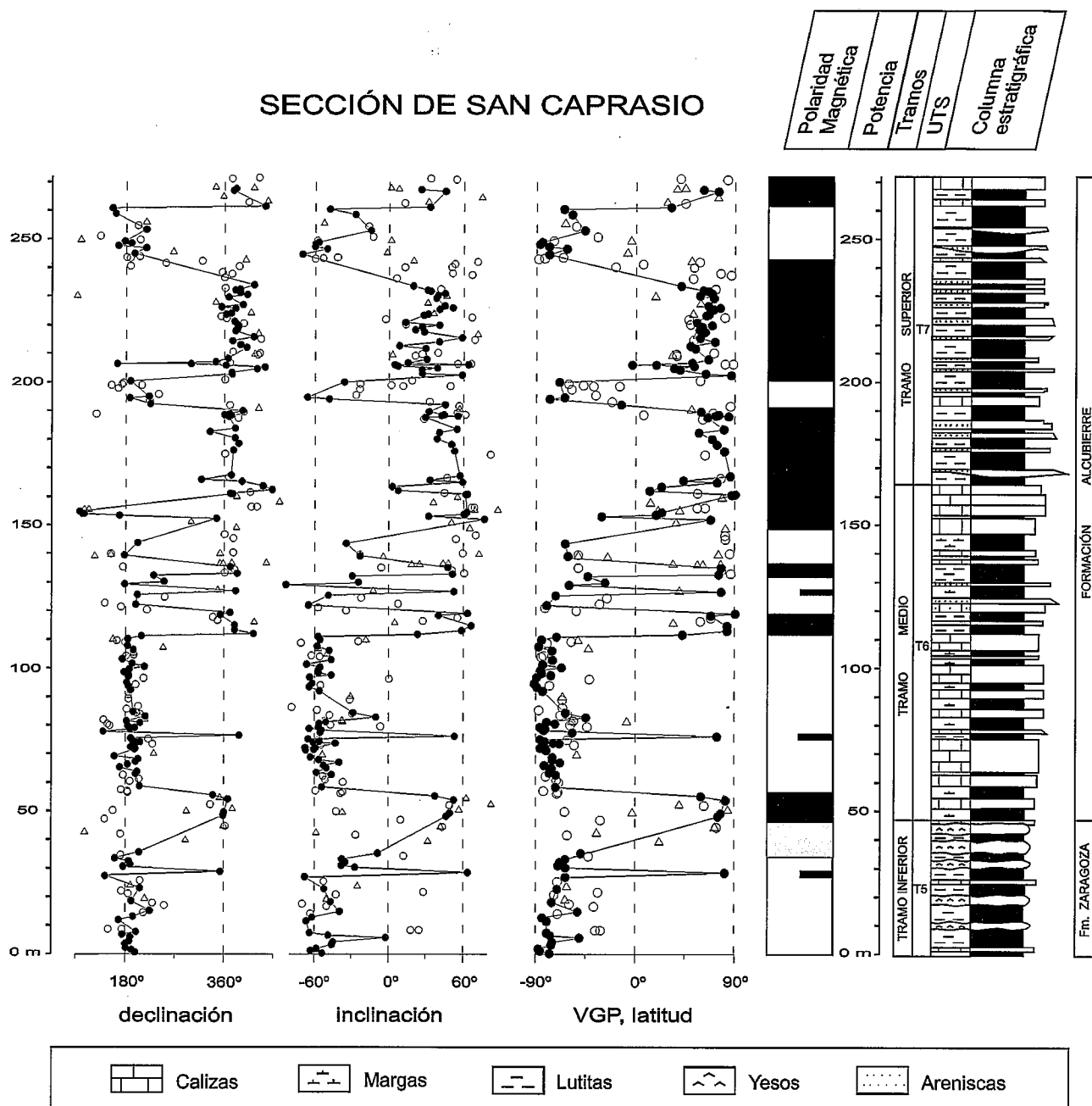


Figura 5.- Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de San Caprasio. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos y triángulos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa.

sucesión magnetoestratigráfica local se han analizado alrededor de 860 muestras obtenidas de 725 estaciones a lo largo de las tres secciones estudiadas.

Todas las muestras se han desmagnetizado por procedimientos térmicos y las medidas de la magnetización remanente se han realizado con un magnetómetro superconductor de 3 ejes GM400 (Criogenic Consultants Ltd.)

Propiedades magnéticas

Se han realizado medidas de la adquisición de magnetización remanente isoterma (MRI) y la desmagnetización progresiva de la misma (Lowrie, 1990) sobre un conjunto heterogéneo de muestras en cuanto a litología

y disposición estratigráfica. Estas muestras pertenecen a diversos ambientes de sedimentación, con el fin de tener una idea general de los minerales portadores en las tres secciones y observar diferencias entre ellos. El análisis de la MRI (Fig. 6) nos permite diferenciar dos tipos fundamentales de comportamiento frente a la adquisición y posterior desmagnetización térmica de las muestras. En un primer caso encontramos curvas de adquisición dominadas por minerales de baja coercitividad, con una elevada pendiente inicial (hasta 0,1 Tesla) y saturación a valores de campo relativamente bajos (< 0,3 Tesla). La desmagnetización térmica de esta fase dominante de baja coercitividad muestra la presencia de temperaturas máximas de desbloqueo de alrededor de 575°, mostrando que la magnetita es el principal mi-

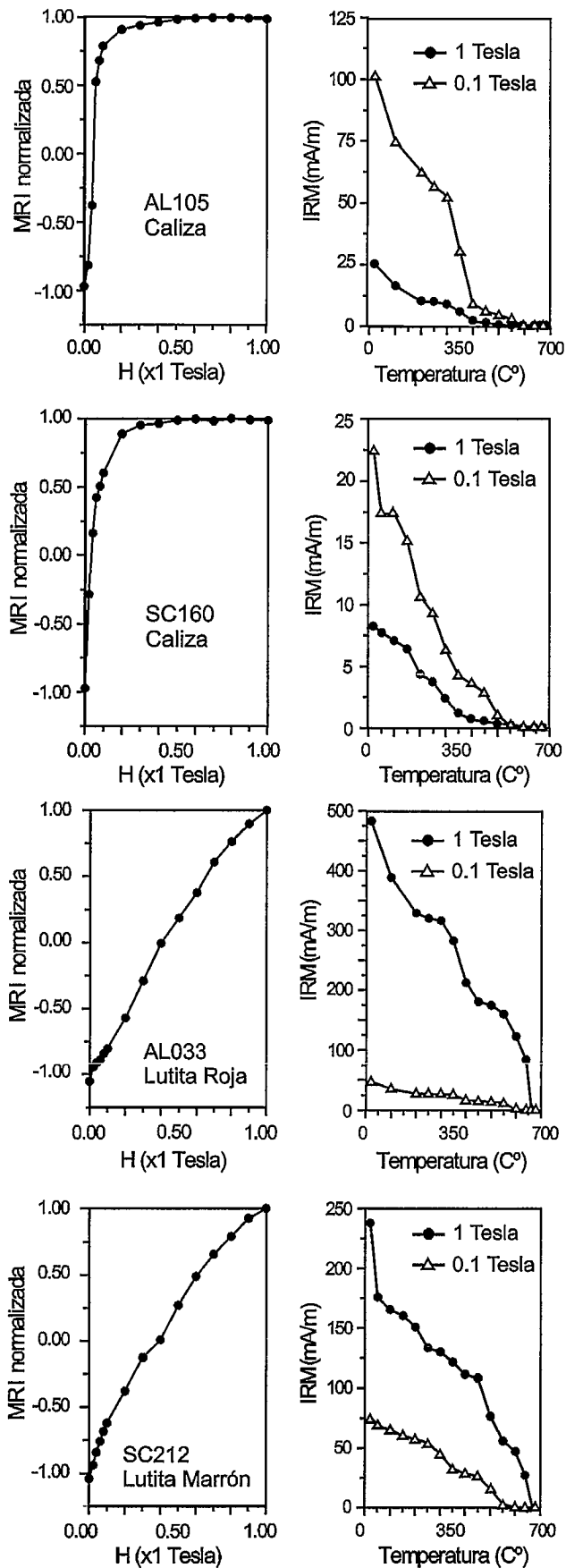


Figura 6.- Ejemplos de adquisición de magnetización remanente isoterma en valores normalizados (columna izquierda) y de desmagnetización progresiva en valores absolutos (columna de la derecha) de muestras con distintas litologías, pertenecientes a las secciones de Albalatillo (AL) y San Caprasio (SC).

neral portador de remanencia. El segundo tipo de comportamiento se caracteriza por una adquisición de MRI gradual entre 0 y 1 Tesla, sin llegar a alcanzar la magnetización de saturación. Las gráficas de desmagnetización progresiva muestran también temperaturas de desbloqueo en torno a 575° para la fracción de coercitividad inferior a 0,1 Tesla. Pero en este caso, la fracción dominante es la de alta coercitividad, que presenta temperaturas máximas de desbloqueo de 675°, y demuestran la presencia de hematites como portador principal de la magnetización. Cabe destacar que, en ambos tipos de comportamiento la magnetita presenta valores de MRI del mismo orden, y es la hematites la que con su variación en los valores de MRI marca las diferencias entre el dominio en la magnetización de un mineral u otro. Existe una mayor presencia de muestras con predominio de la magnetita en relación con facies lacustres (calizas y margas y lutitas asociadas), mientras que el predominio de la hematites se asocia con las facies aluviales.

En algunos casos se han observado caídas significativas de la MRI entre 350° y 400°C, tanto en las fases de baja como de alta coercitividad. Si bien ello podría indicar la presencia adicional de otros minerales del tipo titanomagnetita o sulfuros de hierro (Lowrie, 1990), pensamos que puede representar un artefacto relacionado con la alteración de las muestras durante el calentamiento, y no el desbloqueo de una fase magnética en particular: La deshidratación y descomposición de algunas arcillas que componen la matriz de los sedimentos, que tiene lugar en un intervalo de temperaturas entre 300°C y 400°C, puede tener un efecto negativo sobre la orientación de las partículas magnéticas incluidas o fijadas sobre su superficie (Dekkers, 1988). Por otro lado, la asociación con presencia de sulfuros de hierro es descartable en bastantes casos donde estas caídas se dan en facies muy poco favorables a la presencia de sulfuros.

El análisis de la magnetización remanente natural (MRN) ha consistido en la desmagnetización progresiva de una o dos muestras por estación mediante tratamiento térmico (Zijderveld, 1967). La intensidad de la magnetización remanente natural (MRN) varía desde 10^{-5} A/m hasta más de 10^{-2} A/m. Dentro de un mismo tipo de litología (principal factor que condiciona la diferencia en los valores de la intensidad de la MRN) se observa que las intensidades más altas las presentan las muestras estratigráficamente más bajas (sección de Albalatillo), y las intensidades más bajas las muestras estratigráficamente más altas (sección de San Caprasio).

La desmagnetización térmica revela que la MRN total está integrada normalmente por tres componentes distintas (Fig. 7). Es frecuente la presencia de una componente viscosa de orientación aleatoria, adquirida durante el muestreo o manipulación de las muestras, y que desaparece al exponer los especímenes a 100°C de temperatura. Entre 250° y 300°C se desmagnetiza una segunda componente que presenta orientaciones similares al campo magnético actual. La última componente constituye la Magnetización Remanente Característica

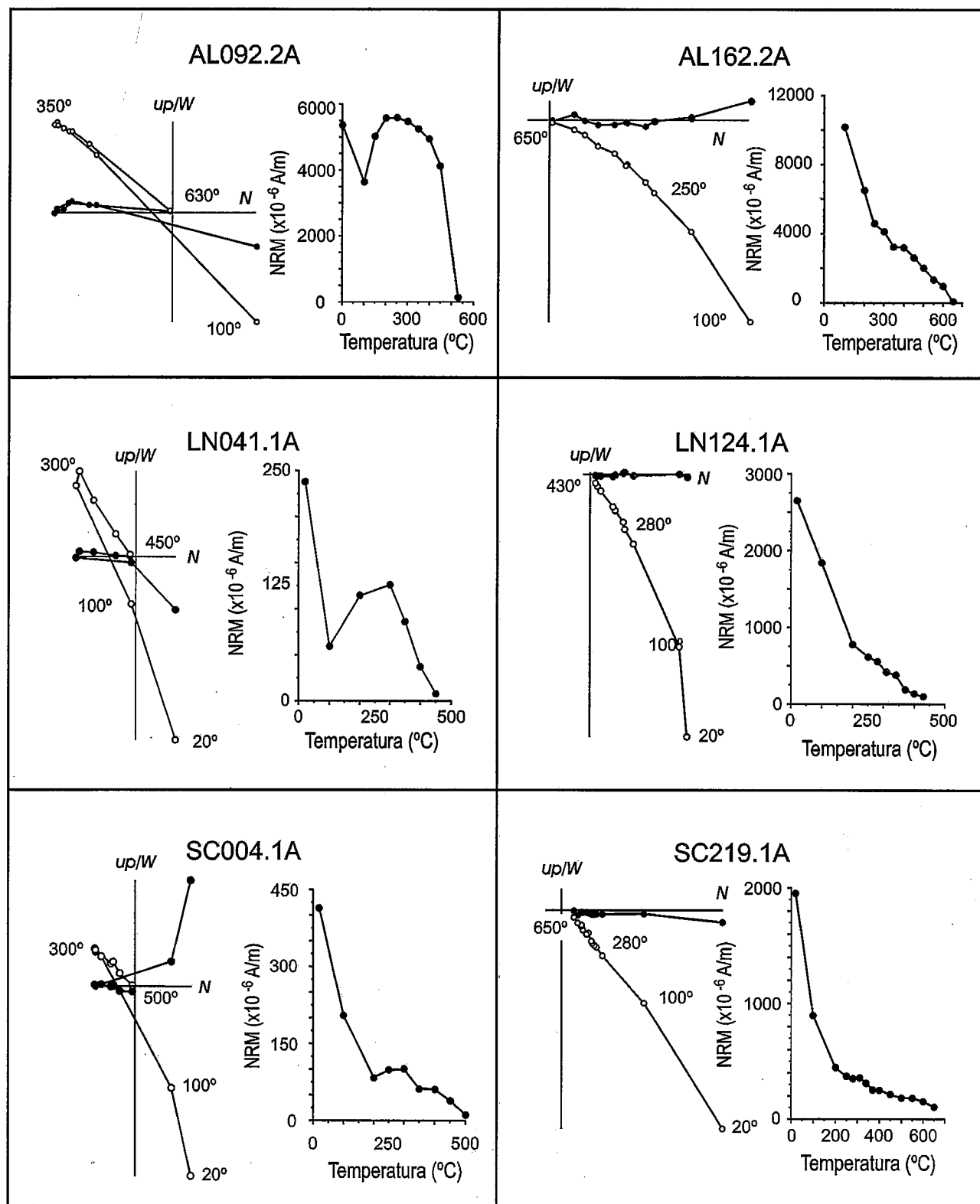
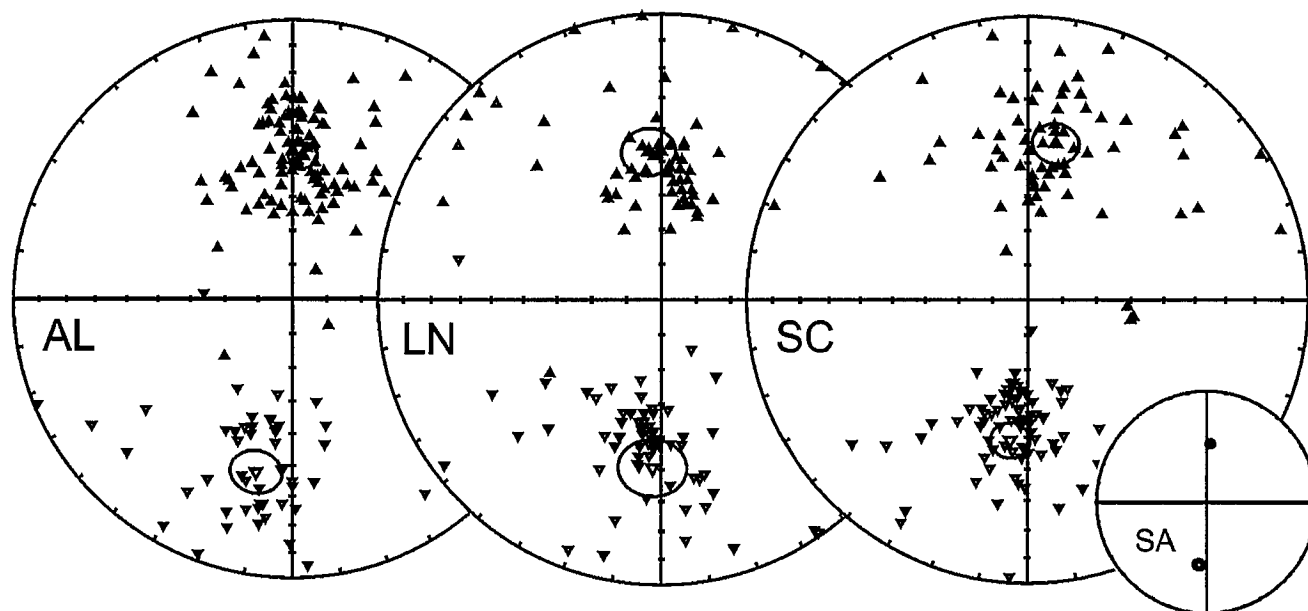


Figura 7.- Ejemplos de diagramas de desmagnetización térmica pertenecientes a las tres secciones estudiadas.

(MRC) que presenta polaridades normales e inversas. Una parte de las muestras, las relacionadas con las facies lacustres que son más ricas en magnetita, alcanzan la desmagnetización completa entre 460°C y 500°C. Por otra parte, las muestras pertenecientes a los sedimentos detríticos de las facies aluviales donde domina la hematites, pierden su remanencia entre 550° y 600°C o,

como en el caso de las lutitas rojas, a más de 650°C.

La dirección característica media (Fig. 8) no es significativamente diferente de la orientación del campo geomagnético de referencia, por lo que podemos afirmar que no ha habido rotaciones de eje vertical ni traslaciones longitudinales destacables desde el depósito de los materiales que constituyen la Sierra de Alcubierre.



AL	Norm	Inv	LN	Norm	Inv	SC	Norm	Inv	SA	Norm	Inv
N	101	49	N	59	64	N	66	75	N	226	188
Dec	4,1	191,1	Dec	354,8	183	Dec	10,3	187	Dec	3,7	187
Inc	47,2	-36,6	Inc	46,9	-40	Inc	43,3	-49	Inc	46,2	-43
K	13,8	9,7	K	7,5	4,9	K	8,9	10,1	K	9,9	7,2
α_{95}	3,9	6,9	α_{95}	7,2	9	α_{95}	6,2	5,4	α_{95}	3,1	4,1

Figura 8.- Proyecciones estereográficas de las direcciones características más fiables calculadas: AL: sección de Albalatillo, LN: sección de Lanaja, SC: sección de San Caprasio. En la proyección de menor tamaño se muestra la dirección característica media para toda la sucesión de la Sierra de Alcubierre.

Magnetoestratigrafía

La correlación estratigráfica de las tres secciones estudiadas (Fig. 9), realizada mediante seguimiento de líneas de capa, ha sido reiteradamente comprobada y se estima altamente fiable. Muestra que el solapamiento entre las secciones de Albalatillo y Lanaja es solamente de unos 15 metros, mientras que el solapamiento entre Lanaja y San Caprasio es mayor, al menos de 50 metros.

Mediante el cálculo de las orientaciones del paleopolo geomagnético virtual en cada estación se ha establecido la secuencia de polaridad magnética de cada sección; éstas han sido correlacionadas y la secuencia de polaridad magnética resultante queda así compuesta por 28 magnetozonas, 14 de polaridad normal, N1 a N14, y 14 de polaridad inversa, R1 a R14 (Fig. 9).

La integración de datos estratigráficos y magnetoestratigráficos en la correlación entre las tres secciones evidencian que el solapamiento entre las secciones de Albalatillo y Lanaja tiene lugar dentro de una magnetozona de polaridad normal (N4). En cuanto al solapamiento entre Lanaja y San Caprasio no presenta una polaridad magnética clara, por lo que la correlación en-

tre estas dos secciones ha de confiarse a los criterios estratigráficos.

Correlación con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética

Los sedimentos de la Sierra de Alcubierre han aportado un registro magnetoestratigráfico muy extenso y característico, que nos ha permitido establecer como correlación más probable con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) la que proponemos en este trabajo (Fig. 9). Para la asignación de edades absolutas se ha utilizado como referencia la calibración de Cande y Kent (1995). Los datos cronológicos previos que nos han permitido acotar la correlación al Mioceno inferior-medio son:

1) las correlaciones de la sucesión de la Sierra de Alcubierre con otras sucesiones del margen sur de la Cuenca del Ebro donde existen datos bioestratigráficos (Arenas, 1993).

2) la localidad de vertebrados fósiles hacia el techo de la sección de San Caprasio, cuyas faunas han sido atribuidas al final del Aragoniense o principios del Vallesiense (Agustí *et al.*, 1994).

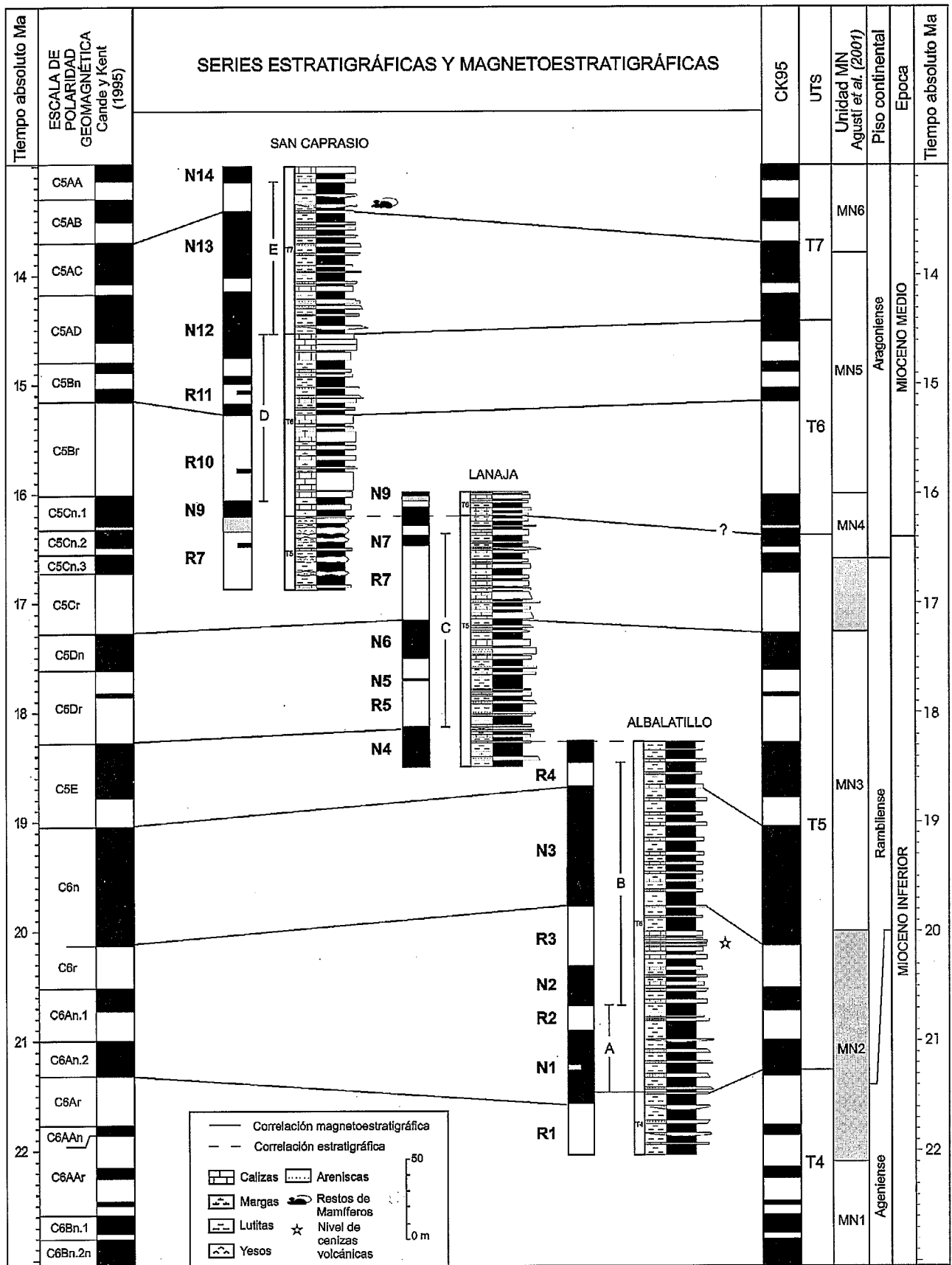


Figura 9.- Correlación magnetoestratigráfica entre las secciones de la Sierra de Alcubierre y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Cande y Kent, 1995). Las bandas grises indican incertidumbre en la polaridad magnética o en las edades de los límites de las biozonas. A, B, C, D y E indican los tramos sobre los que se han calculado tasas de sedimentación.

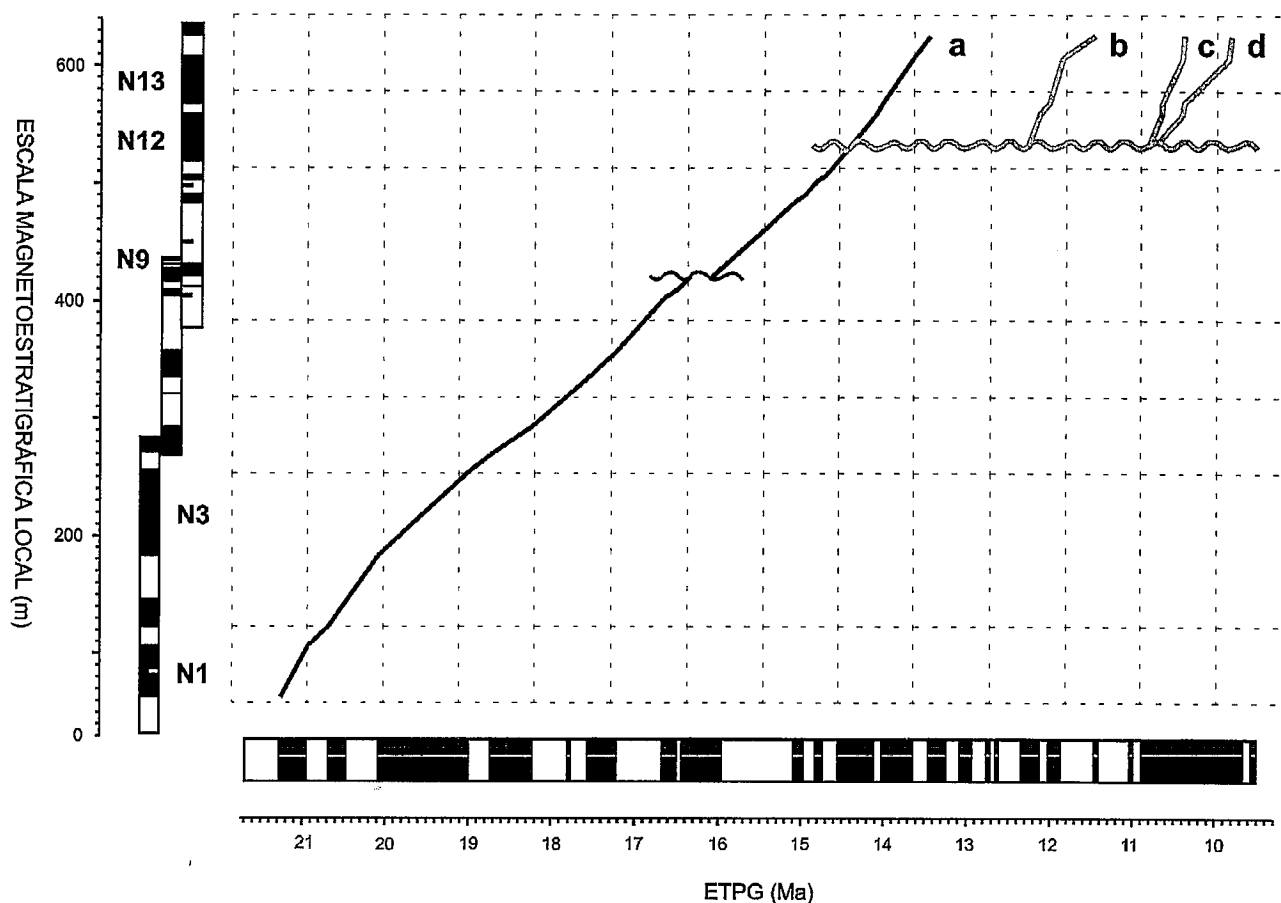


Figura 10.-Tasas de acumulación de sedimento en la sucesión de la Sierra de Alcubierre. a, curva según la correlación propuesta en la Fig. 9. En gris tasas de acumulación de la unidad T₇ supuesta una laguna estratigráfica en el límite T₆/T₇ con diferente rango temporal (curvas b, c y d).

3) los trabajos magnetoestratigráficos previos realizados en la parte centro-oriental de la Cuenca del Ebro (Gomis *et al.*, 1997 y Barberà *et al.*, 2001), que han permitido reconocer la transición Oligoceno-Mioceno en secciones ubicadas inmediatamente por debajo de la sucesión de la Sierra de Alcubierre.

4) la datación en $19,2 \pm 0,7$ Ma de un nivel de cenizas volcánicas (Odin *et al.*, 1997) ubicado en la unidad T₅, en las proximidades de las secciones de Albalatillo y Lanaja.

Ya que hasta el momento no se han evidenciado discontinuidades estratigráficas importantes en la Sierra de Alcubierre, debemos pensar que la integración de las tres sucesiones estudiadas aporta un registro magnetoestratigráfico suficientemente continuo para la resolución temporal requerida en magnetoestratigrafía. La integración de los datos cronológicos presentados anteriormente permite la correlación de la extensa magnetozona normal N3 de Albalatillo con el cron 6n (el más extenso del Mioceno inferior). A partir de esta atribución, el resto de la sucesión magnetoestratigráfica de la Sierra de Alcubierre revela una correspondencia excelente con la ETPG (Fig. 9), tal como correspondería con una sedimentación continua y sin fluctuaciones importantes en la tasa de acumulación (Fig. 10). Dentro de la relativa homogeneidad en las velocidades de sedimentación, se han observado tasas relativamente altas para los tramos de sedimentación aluvial (A: 9,6 y E: 10,7 cm/Ka) y tasas más moderadas para los tramos de sedi-

mentación lacustre (B: 8,1; C: 7,22 y D: 6,8 cm/ka).

En todo el registro de la Sierra de Alcubierre sólo existe un tramo, hacia el techo de la UTS T5 en la sección de San Caprasio, donde la correlación con la ETPG es imperfecta, y el cron 5Cn no aparece registrado en su totalidad. El tramo de indeterminación está, sin duda, enmascarando la secuencia de inversiones magnéticas, pero en cualquier caso podemos considerar que en este punto la sección está condensada o existe un hiato asociado al término de la sedimentación evaporítica en el límite T₅-T₆ registrado en San Caprasio, como puede preverse a partir del modelo de sedimentación propuesto por Arenas y Pardo (1999). Pero este hiato debe ser de escasa entidad, inferior a 400 Ka (Fig. 10), dado que no se encuentra ninguna prueba de discontinuidad estratigráfica en toda la Sierra de Alcubierre en relación con dicho límite.

En total la sucesión estudiada en la Sierra de Alcubierre tiene una duración de unos 8 Ma, de 21,5 a 13,5 Ma aproximadamente, y registra un total de 28 cronos de la ETPG, desde C6Ar a C5Abn.

Discusión

La datación magnetoestratigráfica de la Sierra de Alcubierre ha aportado edades absolutas a los límites de las unidades T₅ a T₇ en el centro de la Cuenca del Ebro. Así, el límite inferior de la UTS T₅ queda establecido dentro del cron 6An.2n, entre 21,3 y 21 Ma, y una

edad interpolada de 21,2 Ma. El límite superior de la unidad se ubica en el cron 5Cn.2n, entre 16,5 y 16,3 Ma, con una edad interpolada de 16,4 Ma, lo cual indica una duración aproximada de la unidad de 4,8 Ma. La duración de la UTS T₆ queda establecida en ~2 Ma, fijándose su límite superior en ~14,4 Ma, dentro del cron 5ADn. Por último, para la UTS T₇ el afloramiento finaliza en 13,5 Ma aproximadamente, sin posibilidad de datar su límite superior por no existir ninguna unidad más moderna en el área de estudio.

La edad estimada para la unidad T₅ en la Sierra de Alcubierre es consistente con su atribución biocronológica al Ageniense superior-Aragoniense medio (MN2-MN4) en las sucesiones del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Así mismo, se confirma una edad intra MN5 para el techo de la T₆, tal como sugería la revisión más reciente de las faunas de la localidad de Villanueva de Huerva (Cuenca *et al.*, 1992).

Por otro lado, la edad de 13,5 Ma, estimada a partir de la correlación magnetoestratigráfica, para el techo de la Sierra de Alcubierre contradice la atribución al Aragoniense superior-Vallesiense de la localidad de San Caprasio (Agustí *et al.*, 1994). Esta atribución se basó en la identificación de *Ramis 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*). A falta de un volumen mayor de datos bioestratigráficos para los sedimentos de este sector, el origen de esta discrepancia resulta difícil de resolver. Al tratarse de una única localidad aislada, sin el apoyo de una sucesión de localidades en superposición estratigráfica, la solidez de su atribución biocronológica reside únicamente en la riqueza de su asociación faunística y en la presencia de taxones que caractericen la biozona propuesta. En el caso de San Caprasio haría falta determinar si la aparición de *Ramis cf. perezi* es un bioevento con una marcada diacronía a escala de la Península Ibérica. Nos encontramos ante incertidumbres en relación a la bioestratigrafía del Mioceno inferior-medio en la Cuenca del Ebro, que requerirán futuros esfuerzos de prospección paleontológica en la Sierra de Alcubierre, así como en sectores más occidentales de la cuenca.

En caso de confirmarse la atribución Aragoniense superior-Vallesiense habría que admitir la existencia de una laguna estratigráfica importante, de al menos 2 Ma de duración, asociada al límite entre las unidades T₆ y T₇, donde ya hemos indicado la existencia de estructuras erosivas. En esta hipótesis, la parte alta de la magnetozona N12 y la magnetozona N13 se podrían correlacionar con los subcronos 5An.2n y 5An.1n, respectivamente. San Caprasio 212 se situaría entonces en el cron 5r, aproximadamente en ~11,8 Ma, dentro de la MN 7/8. Cabría considerar una laguna aún mayor, donde la parte superior de N12 y N13 correspondiesen al cron 5n, quedando San Caprasio 212 en MN9, ~10,46 o ~9,91 Ma dependiendo de si se considera que el cron 5n

queda cubierto total o parcialmente en la sección de San Caprasio. Sin embargo, las evidencias de interrupción sedimentaria en el límite T₆-T₇ no hacen sospechar de una laguna tan extensa, ni en la Sierra de Alcubierre (Arenas y Pardo, 1991), ni en el resto de áreas centrales de la cuenca, cuyo carácter endorreico, por otra parte, hace improbables las grandes discontinuidades estratigráficas. Además, en las alternativas expuestas, las tasas de sedimentación adquieren una marcada irregularidad (Fig. 10), que contrastan con el carácter relativamente uniforme (salvo el breve hiato del límite T₅-T₆) que presentan en las unidades infrayacentes y que es poco acorde con el carácter homogéneo de los depósitos a lo largo de la unidad T₇.

En definitiva, la hipótesis de una extensa laguna para ajustar la magnetoestratigrafía de la sucesión de San Caprasio con la edad del yacimiento de San Caprasio 212 parece, en principio, excesivamente forzada y sin apoyo en pruebas a escala regional o de afloramiento; ahora bien, tal hipótesis no debería ser radicalmente desechada sin disponer de nuevos datos bioestratigráficos.

En un aspecto diferente, la magnetoestratigrafía sitúa el nivel de cenizas volcánicas localizado en el tramo medio de la sección de Albalatillo (unidad T₅), en el cron 6r (~20,4 Ma). Según Arenas (1993), el nivel de cenizas volcánicas de Albalatillo se encuentra muy próximo estratigráficamente a otros dos con similares características encontrados en áreas próximas de la Cuenca del Ebro: Cantera del Tejar, al Sur de Lanaja, y Tardienta. Bauluz *et al.* (1994) sugieren que los niveles de Cantera del Tejar y Tardienta corresponden a distintos eventos volcánicos, dadas las diferencias en el contenido en tierras raras entre ambos. Sin embargo, según Odin *et al.* (1997) se trata de un único nivel volcánico que se extiende desde Tardienta hasta Peñalba, a lo largo de más de 100 km, y que estos autores datan mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar en Cantera del Tejar en 19,3±0,7 Ma. Así pues, las dataciones absolutas obtenidas por métodos radiométricos y paleomagnéticos no permiten afirmar que las secciones de Cantera del Tejar y Albalatillo registren el mismo episodio volcánico, por lo que es recomendable cierta prudencia al utilizar los materiales volcánicos encontrados en el sector central de la Cuenca del Ebro como nivel guía en la correlación del mismo.

Por último, conviene contrastar los resultados magnetoestratigráficos de este trabajo con los realizados en el margen pirenaico de la Cuenca del Ebro, en los materiales detríticos correspondientes a la Formación Uncastillo en el sector de San Felices-Agüero-Ayerbe (Hogan, 1993; Hogan y Burbank, 1996). Las secciones estudiadas por estos autores abarcan las unidades U₂ y base de la U₃ de Arenas (1993) (*cf.* Arenas *et al.*, 2001, Figs. 5 y 6), que corresponden a las unidades T₄ y T₅ descritas en este trabajo. La correlación propuesta por Hogan (1993) sitúa el límite T₄-T₅ en ~24,5 Ma, en el cron 6Cr.3r. Sin embargo, Arenas (1993) y Arenas *et al.* (2001) señalan inconsistencias estratigráficas en los

supuestos que conducen a esa correlación y a la consiguiente asignación temporal y proponen una reinterpretación de las secciones magnetoestratigráficas con edades más modernas. Como se desprende de los datos que exponemos en el presente estudio, el tránsito entre las unidades T₄ y T₅ se ubica, en el área de la sierra de Alcubierre, en el entorno del cron 6A, en unos 21,2 Ma.

Conclusiones

Los sedimentos de la Sierra de Alcubierre, en el sector central de la cuenca del Ebro, presentan una magnetización estable de origen primario que reside en magnetita o hematites dependiendo de la litología. Aunque la magnetita no parece presentar preferencia por un ambiente de sedimentación determinado, la magnetización debida a la hematites es más intensa en los sedimentos relacionados con un ambiente de sedimentación predominantemente aluvial, frente a una magnetización notablemente menos intensa en sedimentos predominantemente lacustres.

El análisis magnetoestratigráfico de la Sierra de Alcubierre ha revelado un registro continuo de más de 600 metros de potencia donde se ha identificado una sucesión de 28 magnetozonas. La correlación de la secuencia de polaridad magnética local con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética ETPG nos ha permitido datar la serie entre 21,5 (base) y 13,5 Ma (techo), representando una buena parte del Mioceno inferior y medio. Así mismo, se ha ubicado temporalmente:

1. El límite T₄-T₅ en ~21,2 Ma; aunque, como se ha señalado, este límite tiene una situación estratigráfica susceptible de ligeras variaciones;

2. El límite T₅-T₆ en ~16,4 Ma, aproximadamente equivalente a la edad del límite Mioceno inferior/medio, y asociado al cual puede encontrarse localmente, una laguna estratigráfica no superior a los 400 ka en el sector de San Caprasio;

3. El límite T₆-T₇ en ~14,4 Ma;

4. La localidad de micromamíferos de San Caprasio (Agustí *et al.*, 1994) entre 13,7 y 13,5 Ma, edad significativamente más antigua (al menos 2 Ma) que la atribuida a partir del análisis de su contenido faunístico;

5. El nivel de cenizas volcánicas presente en la sección de Albalatillo en ~20,4 Ma.

Además, en las tasas de sedimentación calculadas para diversos tramos de la sucesión de la Sierra de Alcubierre se dan diferencias cuantitativas entre 6,8 y 10,7 cm/ka, dependiendo del ambiente de sedimentación dominante, observándose tasas mayores para los tramos de sedimentación aluvial y menores para los tramos de sedimentación lacustre.

Agradecimientos

Al Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra «Jaume Almera» (UB-CIRIT-CSIC) de Barce-

lona, donde se han realizado los análisis instrumentales. Al Dr. Lluís Cabrera por su colaboración en las campañas de campo. A Ana Gómez por su colaboración en parte de la preparación de las muestras y medida de la MRI. A los doctores González Casado, Osete y Sopeña por sus comentarios y sugerencias que han contribuido a la mejora del manuscrito original. Trabajo financiado por el proyecto PB97-0882-C03 de la DGES. F.J. Pérez es becario FPI del MCYT.

Referencias

- Agustí, J., Arenas, C., Cabrera, L. y Pardo, G. (1994): Characterisation of the latest Aragonian-Early Vallesian (Late Miocene) in the Central Ebro Basin (NE Spain). *Scripta Geologica*, 106: 1-10.
- 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.
- Álvarez Sierra, M.A. y García Moreno, E. (1986): New Gliridae and Glicetidae from the middle and upper Miocene of the Duero Basin, Spain. *Studia Geologica Salmanticensis*, 22: 145-189.
- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1991): Significado de la ruptura entre las unidades tectosedimentarias N₂ y N₃ en el centro de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 9: 67-70.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.
- Arenas, C. y Pardo, G. (2000): Neogene lacustrine deposits of the north-central Ebro Basin, northeastern Spain. En: *Lake basins through space and time* (E. H. Gierlowski-Kordesch y K. R. Kelts, Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Spec. Vol., Studies in Geology, 46: 395-406.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. y Pucoví, 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.
- 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): 1.072-1.073.
- Barberà, 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.
- Bauluz, B., Arenas, C., Fernández-Nieto, C. y González López, J.M. (1994): Mineralogy and geochemistry of Miocene deposits at Alcubierre Sierra, central sector of the Ebro Basin, Spain. *Clay Minerals*, 29: 391-400.
- 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: 6.093-6.095.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geológica Hispánica*,

- 27: 127-143.
- Dekkers, M. (1988): Some Rockmagnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. *Geologica Ultraiectina*, 51: 230 p.
- Garrido-Megías, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. En: *V Congreso Latinoamericano de Geología*. Actas, 385-402.
- Gomis, E., Parés, J.M. y Cabrera, L. (1997): Nuevos datos magnetoestratigráficos del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geológica Hispánica*, 32: 185-199.
- Hogan, P.J. (1993): *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the south-west Pyrenean foreland basin, northern Spain*. Tesis Doctoral, Univ. de 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: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 153-160.
- Instituto Tecnológico y Geominero de España (1995): Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias 1:1.000.000. Madrid
- Lowrie, W. (1990): Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17: 159-162.
- 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, Univ. de Zaragoza, 465 p.
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A. y Sánchez-Valverde, B. (1999): Precession cycle in Upper Oligocene lacustrine sediments of central-eastern Ebro Basin (north-easter Spain). En: *II International Congress of Limnogeology*. Abstracts, 33.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J. (2002): Ebro Basin (Northeastern Spain). En: *The Geology of Spain*, (T. Moreno y W. Gibbons, Eds.). Geological Society of London, London, 301-309.
- 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: *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. (A. Montanary, G.S. Odin, y R. Coccioni, Eds.). Elsevier Science, 297-310.
- 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. En: *División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas*. (J.A. Vera, Eds.). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 199-221.
- 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. Univ. 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., Villena, J. y Arenas, C. (1988): Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). En: *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)*. (A. Pérez, A. Muñoz, y J. A. Sánchez, Eds.). Universidad de Zaragoza, 7-20.
- 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: 243-257.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Institución Fernando El Católico (C.S.I.C.), Diputación Provincial de Zaragoza, 200 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, Madrid, 131-159.
- Soler, M. y Puigdefábregas, C. (1970): Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*, 96: 5-20.
- Villena, J., González, A., Muñoz, A., Pardo, G. y Pérez, A. (1992): Síntesis estratigráfica del Terciario del borde Sur de la Cuenca del Ebro: unidades genéticas. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 225-245.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A. y González, A. (1996): The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: sequence stratigraphy. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 77-82.
- Zijderveld, J.D.A. (1967): A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. En: *Methods in Paleomagnetism*. (D.W. Collinson, K.M. Crees y S.K. Runcorn, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 254-286.

Manuscrito recibido el 20 de abril de 2002

Aceptado el manuscrito revisado el 18 de noviembre de 2002