

MAGNETOESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES INFERIOR E INTERMEDIA DEL MIOCENO DE LA CUENCA DE MADRID

M. Montes¹, B. Beamud², M. Garcés³ y J.P. Calvo⁴

¹*Dirección de Geología y Geofísica, Área de Cartografía Geológica, IGME, Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid.
m.montes@igme.es*

²*Servicios Científicotécnicos U.B, Instituto de Ciencias de La Tierra Jaume Almera, Sole i Sabarís s/n, 08028 Barcelona.
betbeamud@ub.edu*

³*Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Universidad de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu*

⁴*Dirección General del IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. jose.calvo@igme.es*

Resumen: En este trabajo se muestran los primeros datos magnetoestratigráficos de los sedimentos aluviales distales y lacustres del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Se han estudiado cuatro secciones que representan la casi totalidad de las unidades secuenciales Inferior e Intermedia, con 185 m de potencia aproximada. La sucesión estratigráfica estudiada se extiende del cron C5Br al cron C5n, lo cual representa casi 6 Ma dentro del Mioceno medio y superior. Se ha estimado la duración en tiempo absoluto de las unidades genéticas de relleno mencionadas (unidades Inferior, Intermedia I, Intermedia II e Intermedia III) a partir de la cronología de sus límites. El límite Unidad Inferior-Intermedia I queda establecido en el cron C5ADn, calibrándose, mediante interpolación, en ~14,4 Ma. El límite Unidad Intermedia I-Intermedia II se sitúa en el cron C5ABn de ~13,4 Ma. El límite Unidad Intermedia II-Intermedia III se sitúa en el cron C5An de ~12,2 Ma. Asociado a este límite puede postularse una laguna estratigráfica de ~0,4 Ma, que ha de ser confirmada. La tasa de acumulación que se deduce para los depósitos que forman estas unidades miocenas en la Cuenca de Madrid varía entre 4,7 y 2,3 cm/Ka, siendo menor que en otras cuencas continentales cenozoicas de la Península Ibérica. Existen saltos en las tasas de acumulación en el entorno de los límites de las unidades, lo que hace sospechar que las causas que originaron las discontinuidades que marcan dichos límites son las responsables también de los cambios en las tasas de acumulación.

Palabras clave: Magnetoestratigrafía, Geocronología, Mioceno, Cuenca de Madrid, tasas de acumulación.

Abstract: The paper shows the first magnetostratigraphic data recorded from distal alluvial and lacustrine Miocene deposits of the Madrid Basin. Four sections that cover most of the stratigraphic record so called Lower and Intermediate Miocene sequential units of the Madrid Basin, have been analyzed. The composite magnetostratigraphic succession, reaching up to 185 m in thickness, spans from chron C5Br to chron C5n, which represents a time interval of about 6 Ma, in the middle and upper Miocene. The absolute age of the previously established genetic units (Lower, Intermediate I, Intermediate II and Intermediate III) in the area has been determined by dating their stratigraphic boundaries. The boundary between the Lower and the Intermediate I units is correlated with chron C5ADn, at an age of approximately 14,4 Ma. The boundary between the Intermediate I and Intermediate II units is placed within chron C5ABn, around 13,4 Ma. The limit between the Intermediate II and Intermediate III units can be situated in chron C5An, around 12,2 Ma. Associated with this limit, a stratigraphic hiatus spanning 0,4 Ma can be postulated, but it should be confirmed by additional evidence. Accumulation rates have been estimated to range from 4,7 to 2,3 cm/Ka, which indicates lower values than in other continental cenozoic basins from the Iberian Peninsula. Changes in accumulation rates have been detected in the boundaries between units, which could indicate that there is a causal relationship between the development of stratigraphic discontinuities and changes in accumulation rates throughout the sedimentary infill of the Madrid Basin during the Miocene.

Key words: Magnetostratigraphy, Geochronology, Miocene, Madrid Basin, accumulation rates.

M. Montes, B. Beamud, M. Garcés y J.P. Calvo (2006): Magnetoestratigrafía de las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 281-298.

El relleno continental de la cuenca cenozoica de Madrid ha sido objeto de numerosas investigaciones estratigráficas y sedimentológicas con el propósito de reconstruir su evolución paleogeográfica (Junco y Calvo, 1983; Calvo *et al.*, 1989; Alonso-Zarza y Calvo, 2002; Alonso-Zarza *et al.*, 2004) (Fig. 1). 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 de secuencias sedimentarias al estudio de estos materiales a partir de los años 80, ha llevado al reconocimiento dentro de la sucesión neógena de la Cuenca de Madrid de cuatro unidades estratigráficas genéticas para el Mioceno, denominadas Unidad Inferior, Intermedia I, Intermedia II y Superior (Alberdi *et al.*, 1984; Calvo *et al.*, 1989), recubiertas por una delgada sucesión Pliocena. La génesis de dichas unidades tiene que ver con la actividad tectónica en las cadenas que enmarcan la cuenca y con las variaciones climáticas. Estas unidades han sido datadas por faunas de vertebrados presentes en la sucesión neógena. Sin embargo, no existe hasta el momento ningún estudio magnetoestratigráfico que permita un registro cronológico continuo de la sucesión estratigráfica miocena de la Cuenca de Madrid. La imprecisión en la datación de estas unidades miocenas constituye un problema importante a la hora de establecer correlaciones fiables dentro de cada unidad estratigráfica y de analizar la ciclicidad sedimentaria o de realizar cualquier otro estudio que requiera cuantificación de los procesos sedimentarios.

El objeto del presente trabajo es dar a conocer los resultados del estudio magnetoestratigráfico realizado en los materiales miocenos aflorantes en el sector central de la Cuenca de Madrid, correspondientes a las unidades Inferior e Intermedia, y discutir sus implicaciones geocronológicas. Dicho trabajo constituye el primer estudio magnetoestratigráfico realizado hasta la fecha en dicha cuenca.

Contexto geológico de la Cuenca de Madrid

La Cuenca de Madrid forma una buena parte de la Cuenca del Tajo (Fig. 1A). La cuenca empezó a configurarse durante el Eoceno y evolucionó como una cuenca intraplaca a lo largo del Oligoceno y Mioceno como consecuencia de los esfuerzos relacionados con la deformación alpina. Su relleno endorreico terminó en el Mioceno superior con el vaciado erosivo fruto de la captura atlántica y, posteriormente, con el encajamiento de la red fluvial actual. Su evolución ha estado condicionada por los accidentes o fracturas de los márgenes que la limitan: Sistema Central al norte, Montes de Toledo al sur y Cordillera Ibérica al este. La estructura y cinemática de dichos bordes reflejan diferencias en la transmisión de esfuerzos en los límites de la placa Ibérica durante el tectonismo Alpino (Muñoz Martín y De Vicente, 1998).

Los granitos variscos y rocas metamórficas del Sistema Central forman una estructura de tipo *pop-up*, enraizada aproximadamente a unos 11 km de profundidad en un despegue basal con ligero buzamiento hacia el sur (De Vicente *et al.*, 1996; De Vicente *et al.*, 2004). El contacto entre la Cuenca de Madrid y el Sistema Central se resuelve mediante un sistema de fallas inversas de dirección NE-SO con un salto de unos 2.000 m, activas desde el Paleógeno hasta el Mioceno medio. Al sur, el zócalo granítico y metamórfico de los Montes de Toledo, se pone en contacto con los sedimentos de la Cuenca de Madrid mediante una serie de fallas inversas de escaso salto buzantes hacia el S. En el este, la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, están constituidas principalmente por rocas sedimentarias Mesozoicas. La parte más occidental de la Cordillera Ibérica (Rama Castellana) conforma el límite este de la Cuenca del Tajo y consiste en una serie de fallas distensivo-compresivas asociadas a un sistema de fallas transcurrentes de dirección NO-SE. Entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, el emplazamiento de la Sierra de Altomira como un cinturón de pliegues de propagación de dirección N-S y con vergencia oeste, generó un umbral para la sedimentación, subdividiendo la Cuenca del Tajo en la Cuenca de Madrid (oeste de Altomira) y la Cuenca de Loranca o Depresión Intermedia.

La Cuenca de Madrid está rellena por una potente serie de sedimentos terciarios, que alcanza los 3.500 m de espesor en las proximidades del Sistema Central (Junco y Calvo, 1983). En general, puede decirse que los materiales miocenos del sector central de la Cuenca de Madrid están constituidos por materiales detríticos, depositados esencialmente en sistemas de abanicos aluviales (zonas marginales), y carbonatos y evaporitas depositados en los sistemas lacustres que se extendían en zonas centrales de la cuenca.

La evolución de los sistemas aluviales marginales estuvo controlada esencialmente por la actividad de los sistemas de fractura que limitan los márgenes de la cuenca, la litología del área fuente y la paleomorfología de dichos márgenes. El levantamiento y erosión del borde oriental (Sierra de Altomira) durante el Mioceno inferior facilitó el suministro de depósitos detríticos esencialmente de naturaleza calcáreo-yesífera y lutitas rojas, mientras que los materiales graníticos y metamórficos del Sistema Central y de los Montes de Toledo suministraron abundantes depósitos arcósicos, como los que actualmente afloran a partir del meridiano de la ciudad de Madrid hacia el oeste y cuya edad se prolonga a lo largo del Mioceno. La sedimentación en las zonas centrales tuvo lugar en ambientes lacustres, esencialmente someros, cuya evolución estuvo condicionada tanto por las fluctuaciones del clima del Mioceno como por la actividad tectónica de los márgenes.

La evolución vertical de las sucesiones miocenas no presenta una tendencia homogénea, sino que se

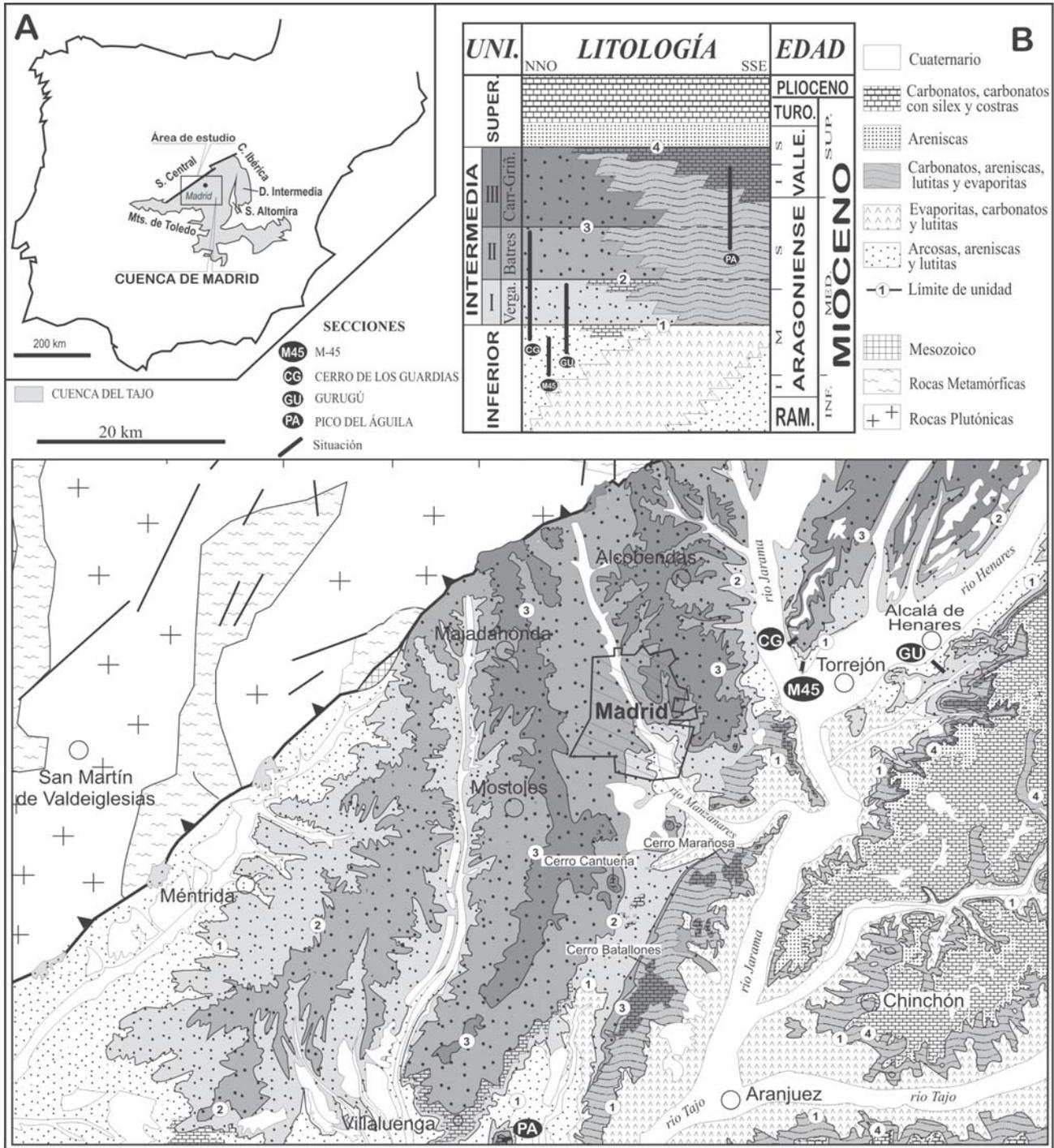


Figura 1.- A) Situación geográfica de la Cuenca de Madrid y del área de estudio. B) Esquema geológico del sector central de la Cuenca de Madrid, basado en la hoja 1:200.000 n° 35-Madrid (en prensa), con la cartografía de las unidades estratigráficas principales, leyenda con las relaciones laterales de las facies y situación geográfica y estratigráfica de las secciones estudiadas. En la leyenda aparece la nueva división en tres unidades de la Unidad Intermedia y su equivalencia con las unidades de arcosas definidas por López Olmedo *et al.* (2004).

reconocen rupturas y discontinuidades sedimentarias que permiten dividir el relleno sedimentario en una serie de unidades estratigráficas de carácter secuencial. La definición de los límites entre unidades está basada en cambios verticales bruscos de la litología, así como en el reconocimiento y seguimiento de superficies paleokársticas, paleosuelos o discordancias angulares. Clásicamente, el relleno mioceno de la Cuenca de Madrid ha sido dividido en tres unidades, denominadas Unidad Inferior, Intermedia y Superior, que son

reconocibles sobre todo en los sectores centrales y orientales. A su vez, la Unidad Intermedia se ha subdividido en dos unidades, Unidad Intermedia I, y Unidad Intermedia II, al encontrarse dentro de ella una discontinuidad (Junco y Calvo, 1983; Calvo *et al.*, 1989; Alonso-Zarza y Calvo, 2002; Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Posteriormente, en base a los trabajos de López Olmedo *et al.* (2004) y los Mapas Geológicos de las Hojas 1:200.000 de Madrid y Segovia, realizados por el IGME y actualmente en prensa, se han diferenciado al

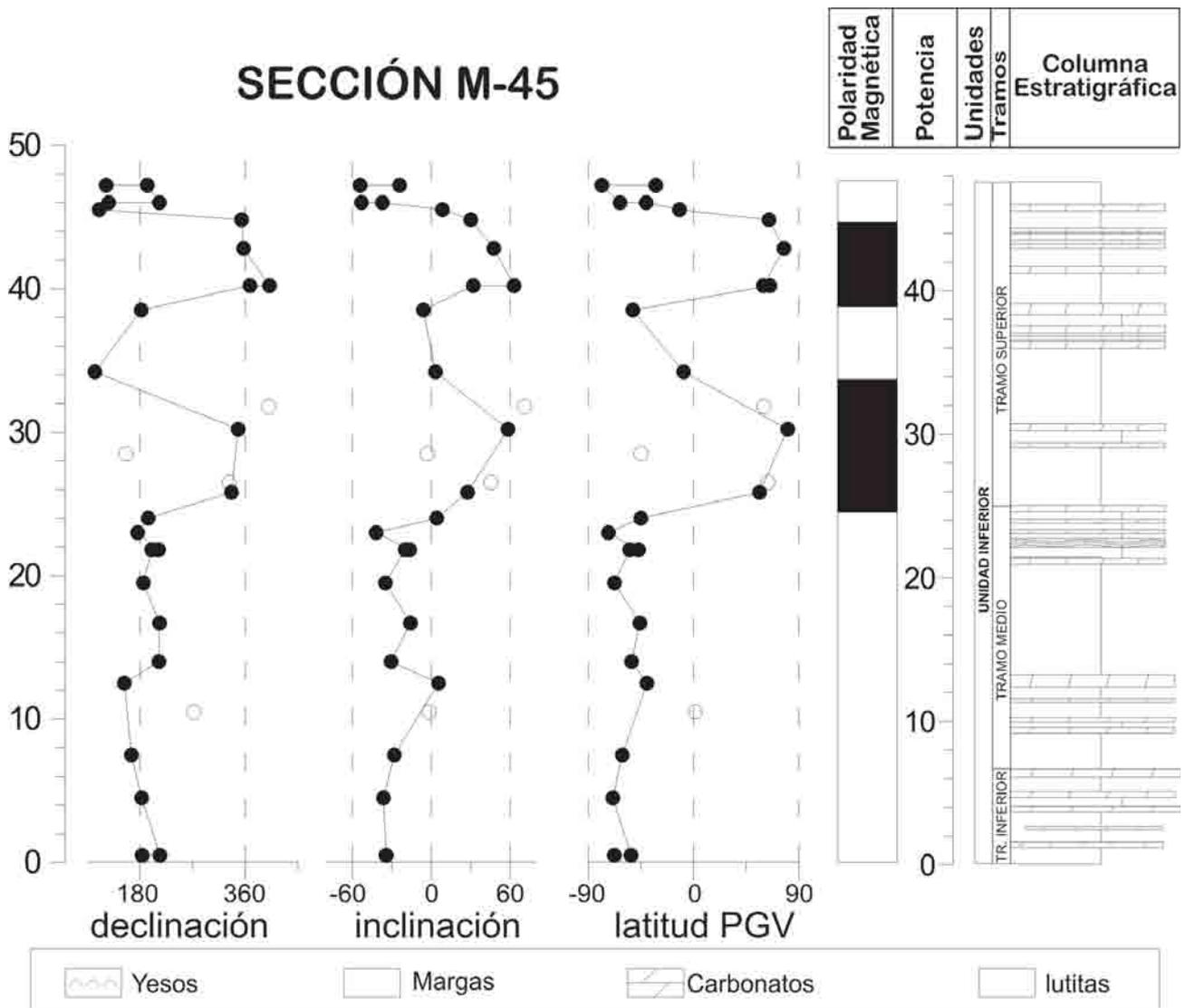


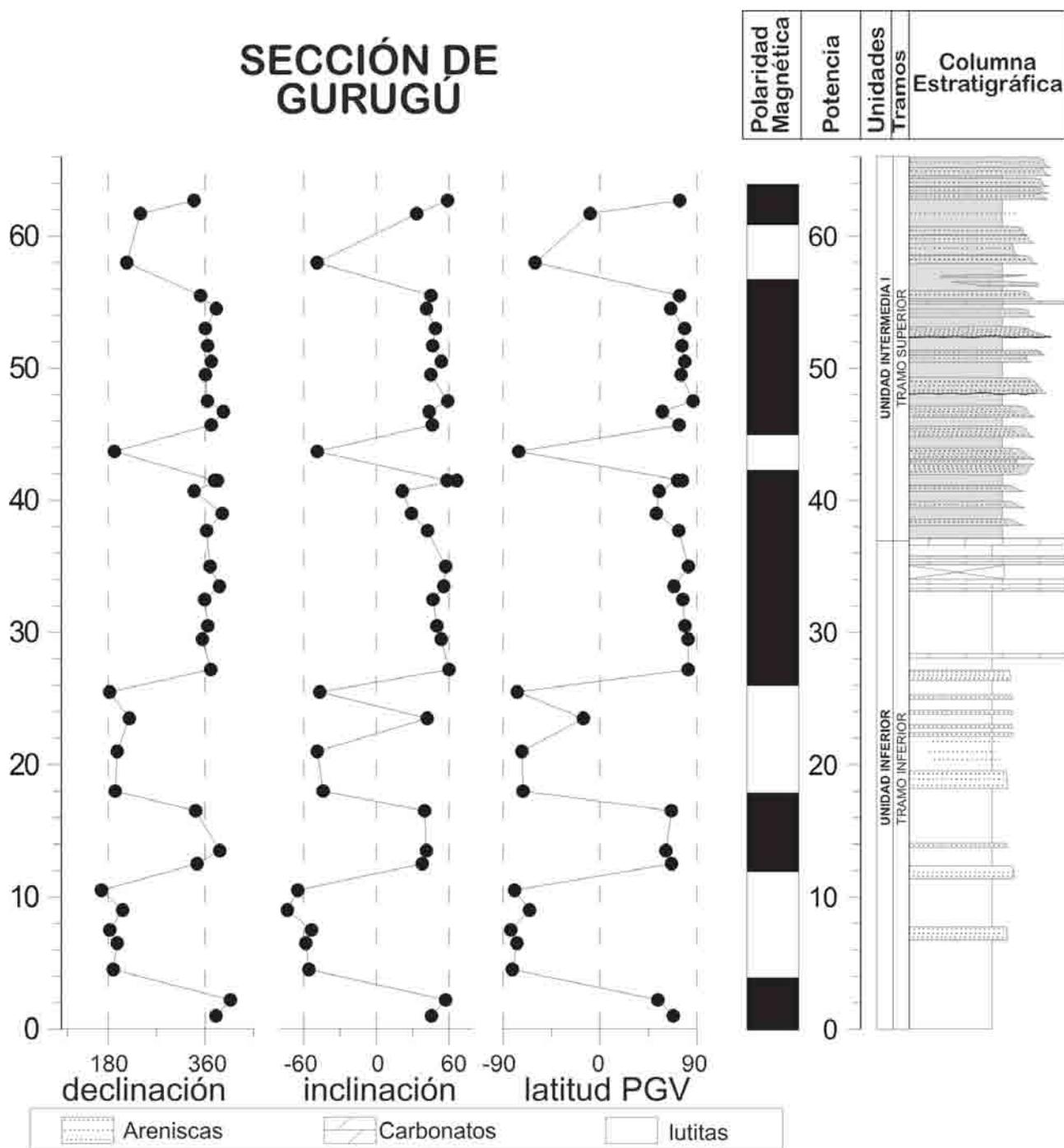
Figura 2.- Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección M-45. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa. PGV: Polo Geomagnético Virtual.

menos tres unidades en las arcosas del borde noroccidental de la cuenca, que son equivalentes a la Unidad Intermedia (Fig. 1B). La edad de las unidades ha sido determinada a partir de las faunas de macro y micromamíferos halladas en diferentes niveles estratigráficos (Calvo *et al.*, 1990; Peláez-Campomanes *et al.*, 2000; informe bioestratigráfico de la hoja 1:200.000 de Madrid).

La Unidad Inferior, datada como Rambliese (biozona MN2; zona local Z) –Aragoniense medio (MN5; Dd), presenta un espesor máximo próximo a 800 m, de los cuales sólo los 200 m superiores son observables en afloramiento. Los materiales que forman esta unidad son sedimentos lutíticos y evaporíticos en los sectores centrales de la cuenca, concretamente en el valle del Tajo y su entorno próximo, evolucionando hacia el norte y noroeste a depósitos detríticos de tipo arcósico más groseros, mientras que hacia el oeste lo hace a facies lutítico-carbonatadas.

La Unidad Intermedia, de edad Aragoniense medio (MN5; Dd) –Vallesiense superior (MN9; J), muestra menor abundancia en evaporitas que la unidad infrayacente, predominando los sedimentos carbonatados en las zonas centrales y de carácter detrítico en el resto, observándose en estos últimos variaciones composicionales en función del área madre. En esta unidad se localizan la mayor parte de los yacimientos de vertebrados que han permitido establecer parte de la cronoestratigrafía de los sedimentos aflorantes en la Cuenca de Madrid (Peláez-Campomanes *et al.*, 2000). Dentro de ella se observan dos discontinuidades que permiten la individualización de tres conjuntos estratigráficos: Unidad Intermedia I, Unidad Intermedia II y Unidad Intermedia III, cuyos límites se sitúan dentro del Aragoniense medio y superior (Fig. 1B).

Por lo que respecta a la Unidad Superior, datada como Vallesiense superior (MN9; J) –Turoliese superior (MN13; M), sus espesores son inferiores a 50



donde esas dataciones o no existen o son poco concluyentes.

Secciones estratigráficas

El registro estratigráfico de la parte alta de la Unidad Inferior y los tres conjuntos estratigráficos diferenciados dentro de la Unidad Intermedia, quedan bien representados en las columnas de M-45, Gurugú, Cerro de los Guardias y Pico del Águila (Fig. 1B). Sus materiales representan ambientes de sedimentación aluvial medio, aluvial distal, palustre y lacustre (Calvo *et al.*, 1989). Estas secciones se han elegido entre otras posibles atendiendo a los siguientes criterios:

- a) Presencia de yacimientos fosilíferos.
- b) Litología favorable para los estudios paleomagnéticos (series con predominio de lutitas).
- c) Correlación litoestratigráfica lo más sencilla posible mediante criterios sedimentológicos y cartográficos.

Las tres primeras secciones se sitúan al este del núcleo urbano de Madrid y próximas entre sí, lo que ha facilitado su correlación. La sección de Pico del Águila, sin embargo, se localiza a unos 50 km al SO de Madrid (Fig. 1B), lo que por una parte complica su correlación pero por otra, permite la posibilidad de enlazar mediante un registro cronoestratigráfico, áreas de la cuenca distantes entre sí y con diferentes facies sedimentarias.

La sección M-45 (Fig. 2) tiene una potencia de 48 metros, es la más baja estratigráficamente de las tres secciones estudiadas y pertenece por entero a la Unidad Inferior. Se ha realizado en los taludes de las nuevas raquetas de enlace entre la autopista M-45 y la autovía N-II, entre Madrid y Alcalá de Henares. En la sección se diferencian tres tramos. El *tramo inferior* consiste en una alternancia de lutitas de colores grises y verdosos con niveles de carbonatos dolomíticos de espesor decimétrico y lutitas margosas blanquecinas. Hacia la parte basal del tramo se intercala un nivel de yeso enterolítico que se acuña lateralmente. El *tramo medio* de la sección está caracterizado por lutitas de color rojizo en las que se intercalan niveles centimétricos de carbonatos. Hacia la parte superior del tramo domina un nivel muy homogéneo de lutitas con un intenso color rojizo. El tramo culmina con unos cuatro metros de carbonatos dolomíticos con laminaciones de origen algal alternando con margas blancas. El *tramo superior* de la sección presenta un predominio de lutitas de colores marrones con intercalaciones de carbonatos blancos y grises. En general puede atribuirse para la sección un ambiente de sedimentación de llanura fangosa próxima a una zona lacustre evaporítica en regresión, como se deduce de la mayor abundancia hacia techo de los tramos lutíticos rojos.

La sección de Gurugú (Fig. 3) tiene una potencia de 66 metros, y en ella se pueden diferenciar, dos tramos. En el *tramo inferior* de la sección las litologías

dominantes son lutitas rojizas con bioturbación debida a raíces de plantas, sobre las que se intercalan niveles centimétricos y decimétricos de areniscas micáceas de grano fino a medio, con ligera tonalidad verdosa y con granoclasificación positiva. Hacia techo del tramo aparecen niveles centimétricos de carbonatos grises edafizados alternando con lutitas rojas y areniscas. El *tramo superior* está constituido por lutitas rojas y niveles decimétricos de areniscas arcósicas de grano medio a grueso con granoclasificación positiva y laminación cruzada. Hacia la parte media del tramo comienzan a ser frecuentes bancos de arcosas de mayor espesor con bases erosivas y morfologías canalizadas laxas, mostrando una tendencia estrato y granocreciente. Hacia el techo del tramo, la serie presenta capas con morfología de canales amalgamados de espesor métrico con bases erosivas en ocasiones tapizadas de hiladas de cantos de cuarzo y que en general muestran granoclasificación positiva. La base del tramo superior está marcada por una progradación de facies aluviales distales de areniscas sobre sedimentos de llanura fangosa con episodios lacustres representados por las lutitas rojas y los niveles carbonatados del techo del tramo infrayacente. Esta progradación se ha considerado clásicamente en otros lugares de la cuenca como límite entre las unidades Inferior e Intermedia (Junco y Calvo, 1983; Alberdi *et al.*, 1984; Calvo *et al.*, 1989).

La sección de Cerro de los Guardias (Fig. 4) tiene una potencia de 105 metros y en sus inmediaciones se encuentra una sucesión de yacimientos en superposición estratigráfica que representan, de muro a techo, las zonas bioestratigráficas locales D-Paracuellos VI (PA VI), zona F-Paracuellos V (PA V) y zona G2-Paracuellos III (PA III) (Alcalá *et al.*, 1994; Calvo *et al.*, 1984; Herráez, 1993). El yacimiento PA III se encuentra directamente sobre esta sección mientras que los otros dos (PA VI y PA V), se sitúan en sendas secciones próximas que se han correlacionado. Se han diferenciado tres tramos.

El *tramo inferior* está constituido por una alternancia de lutitas de color amarillento sobre las que se intercalan niveles decimétricos de carbonatos dolomíticos. Uno de estos niveles carbonatados, situado hacia la parte media del tramo, alcanza un espesor métrico y contiene nódulos de sílex. En la base de este nivel se encuentra el yacimiento Paracuellos VI (PA VI). Hacia el techo del tramo se observan intercalaciones de areniscas arcósicas decimétricas. El tramo culmina con otro nivel métrico de carbonatos dolomíticos con sílex. El *tramo medio* consiste en una alternancia de lutitas marrones, niveles de areniscas arcósicas de grano medio y niveles de carbonatos dolomíticos de espesor decimétrico, localmente con nódulos de sílex. Hacia el techo del tramo y en la base de uno de los niveles carbonatados se ha situado por correlación el yacimiento PA V. La base de este tramo medio se ha considerado el límite entre la Unidad Inferior y la Intermedia I. Esta correlación no es del

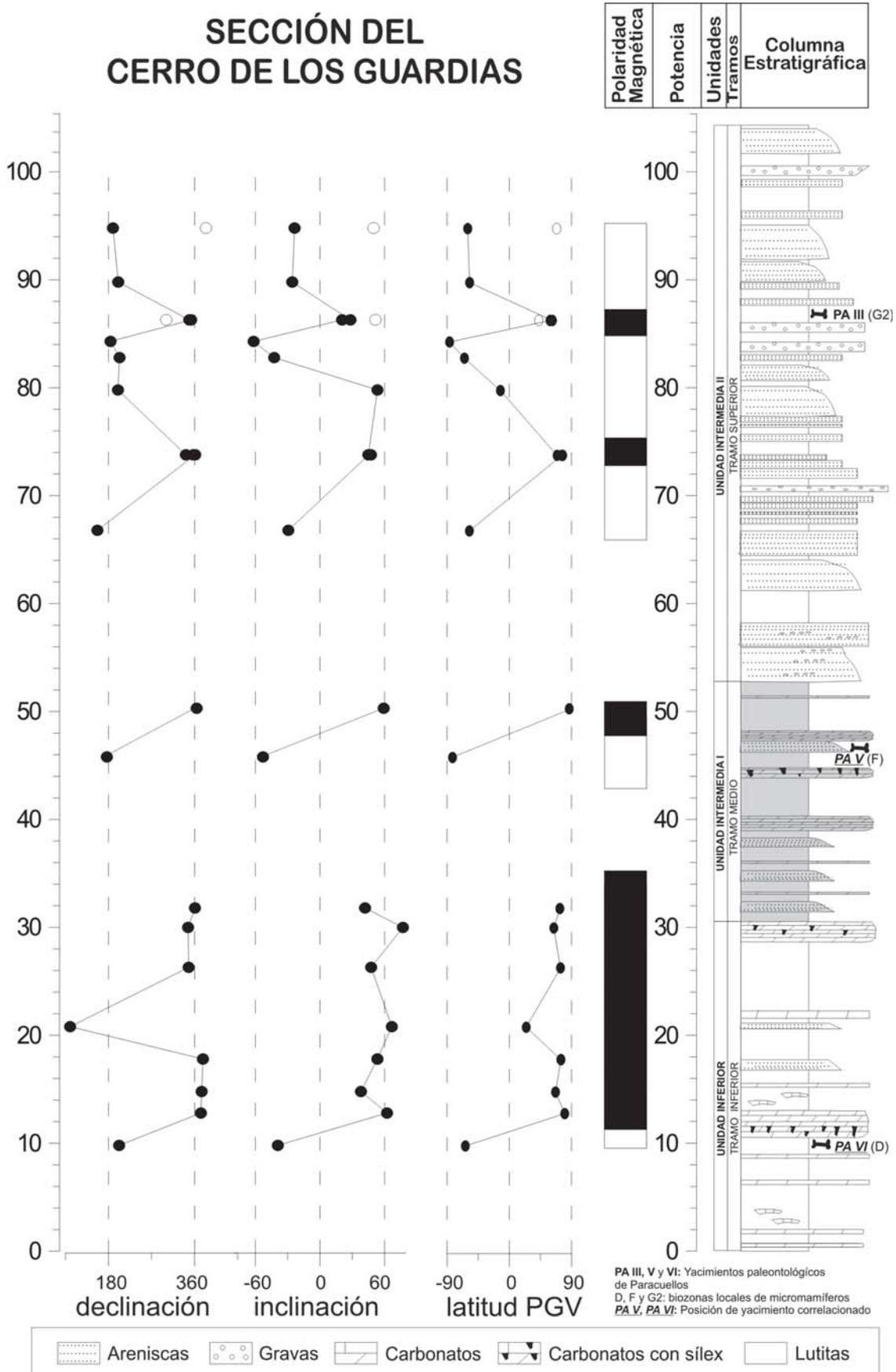


Figura 4.- Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de Cerro de los Guardias. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa. PGV: Polo Geomagnético Virtual.

todo precisa ya que no existe en esta sección un contraste litológico claro entre ambas unidades. No obstante, puede argumentarse su posición si se tiene en cuenta que sobre el límite existe un incremento de las intercalaciones de areniscas arcóscicas con respecto al tramo infrayacente que dan idea de una cierta progradación en las facies detríticas. Por otra parte, su situación cronoestratigráfica entre las edades de los yacimientos PA VI (D) y PA V (F) (Fig. 4), es coherente con la edad del límite Unidad Inferior-Intermedia en otros puntos de la cuenca (Calvo *et al.*, 1989; Peláez-Campomanes *et al.*, 2000). El *tramo superior* de la sección viene caracterizado por un cambio de tonalidad general de la serie, que pasa a ser más amarillenta debido al incremento apreciable de las intercalaciones de areniscas arcóscicas. Dichas arcosas, intercaladas entre lutitas limosas y arenosas, son de espesor métrico, poseen granoclasificación positiva y frecuentemente presentan un *lag* de cantos microconglomeráticos de cuarzo. El yacimiento PA III (G2) se encuentra hacia el techo del tramo. Se interpreta como una progradación apreciable de los sedimentos detríticos arcóscicos gruesos de características aluviales procedentes del borde occidental de la cuenca.

Tradicionalmente, la base del tramo superior de Cerro de los Guardias se ha considerado como límite entre las dos unidades en las que se dividía la Unidad Intermedia, la Unidad Intermedia I y la Unidad Intermedia II (Alonso Zarza *et al.*, 1986; Calvo *et al.*, 1989; Alonso Zarza y Calvo, 2002; Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Sin embargo, las evidencias cartográficas obtenidas durante la realización de la Hoja de Colmenar (Díaz de Neira *et al.*, 1993), publicaciones recientes (López Olmedo *et al.*, 2004) y la realización de las Hojas 1:200.000 de Madrid y Segovia, ponen de manifiesto la existencia de otra unidad por encima de las facies arcóscicas presentes en este tramo y por debajo del límite con la Unidad Superior. La edad de la base de esta nueva unidad estaría acotada por el yacimiento PA III (G2), situado a techo de la infrayacente. Así pues, no serían dos las divisiones de la Unidad Intermedia, sino tres: Unidad Intermedia I, Unidad Intermedia II y Unidad Intermedia III (Figs. 1B y 8).

La sección de Pico del Águila (Fig. 5) tiene una potencia de 78 m y es estratigráficamente la más alta de las cuatro estudiadas. Se ha realizado en uno de los dos cerros testigo gemelos próximos a la localidad de Villaluenga, sobre los que hay instaladas sendas canteras de explotación para la industria cementera (Fig. 1B). En la base del otro cerro, está situado el yacimiento de vertebrados de Villaluenga, cuya asociación faunística permite atribuirlo a la zona local F/G1 (hoja 604-Villaluenga, en prensa). Recientemente, las escombreras de la explotación minera, han sepultado completamente la ubicación del yacimiento, lo que ha dificultado posicionarlo estratigráficamente con exactitud. Por correlación topográfica, dicho yacimiento se ha situado hacia la base de la columna. Se han diferenciado tres tramos.

El *tramo inferior* de esta sección está dominado por lutitas de tonalidad verdosa en cuya parte alta se intercalan niveles decimétricos, en ocasiones métricos, de areniscas micáceas con granoclasificación negativa. Culminando el tramo, aparecen algunas capas de carbonatos nodulosos y limolitas calcáreas de espesor decimétrico. En conjunto, el tramo inferior abarca más de la mitad de la serie. La edad del yacimiento de Villaluenga (F/G1), situado por cota en la base de la serie, le confiere una posición cronológica coherente con la atribuida a la Unidad Intermedia II (Fig. 5). El *tramo medio* es más carbonatado y presenta tonalidades más claras. Comienza con un banco de espesor métrico de areniscas micáceas con cantos de cuarzo, muy continuo y apreciable alrededor del cerro. Sobre él, la mayor parte del tramo consiste en una alternancia de lutitas gris verdosas y bancos de carbonatos y areniscas micáceas que comúnmente se presentan en secuencias estrato y granocrecientes de espesor métrico en cuya base se encuentran localmente niveles centimétricos de lutitas con materia orgánica. La base de este tramo representa una progradación de facies detríticas que se sigue en las recientes cartografías 1:50.000 del MAGNA (604-Villaluenga; 586-Getafe) y 1:200.000 (45-Madrid y 38-Segovia) realizadas en la región y aun por publicar por el IGME y que se correlaciona con la base de la Unidad Intermedia III (Figs. 1B y 5). El *tramo superior* se inicia con unos niveles decimétricos de areniscas micáceas gruesas ordenados en secuencias granocrecientes y estratocrecientes, al que sigue una alternancia decimétrica y métrica de niveles margosos y carbonatados de tonalidades blanquecinas. En los términos más compactos pueden observarse laminaciones de origen algal. Los últimos metros de la serie consisten en niveles de carbonatos dolomíticos con nódulos de sílex alternando con margas blancas. Estos depósitos carbonatados con sílex se encuentran a la misma cota en distintos cerros del entorno (La Marañosá, Cerro de Cantueña, Cerro Batallones; figura 1B) y pueden correlacionarse por posición estratigráfica con el episodio lacustre generalizado que culmina el depósito de la Unidad Intermedia en la Cuenca de Madrid (Calvo *et al.*, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 1990).

La sección presenta en conjunto una tendencia positiva, con facies de llanura fangoso-carbonatada en la parte inferior, que dan paso a facies lacustre-palustres en los tramos superiores, con episodios de avenidas detríticas que generarían pequeños deltas fluvio-lacustres, tal como indican las secuencias estrato y granocrecientes del tramo superior de la sección.

Análisis magnetoestratigráfico

Con el fin de establecer una cronología de alta resolución del relleno sedimentario mioceno de la Cuenca de Madrid, se ha realizado el estudio magnetoestratigráfico de las secciones arriba descritas. Los nuevos datos magnetoestratigráficos, integrados

SECCIÓN DE PICO DEL ÁGUILA

Polaridad Magnética	Potencia	Unidades Tramos	Columna Estratigráfica
---------------------	----------	-----------------	------------------------

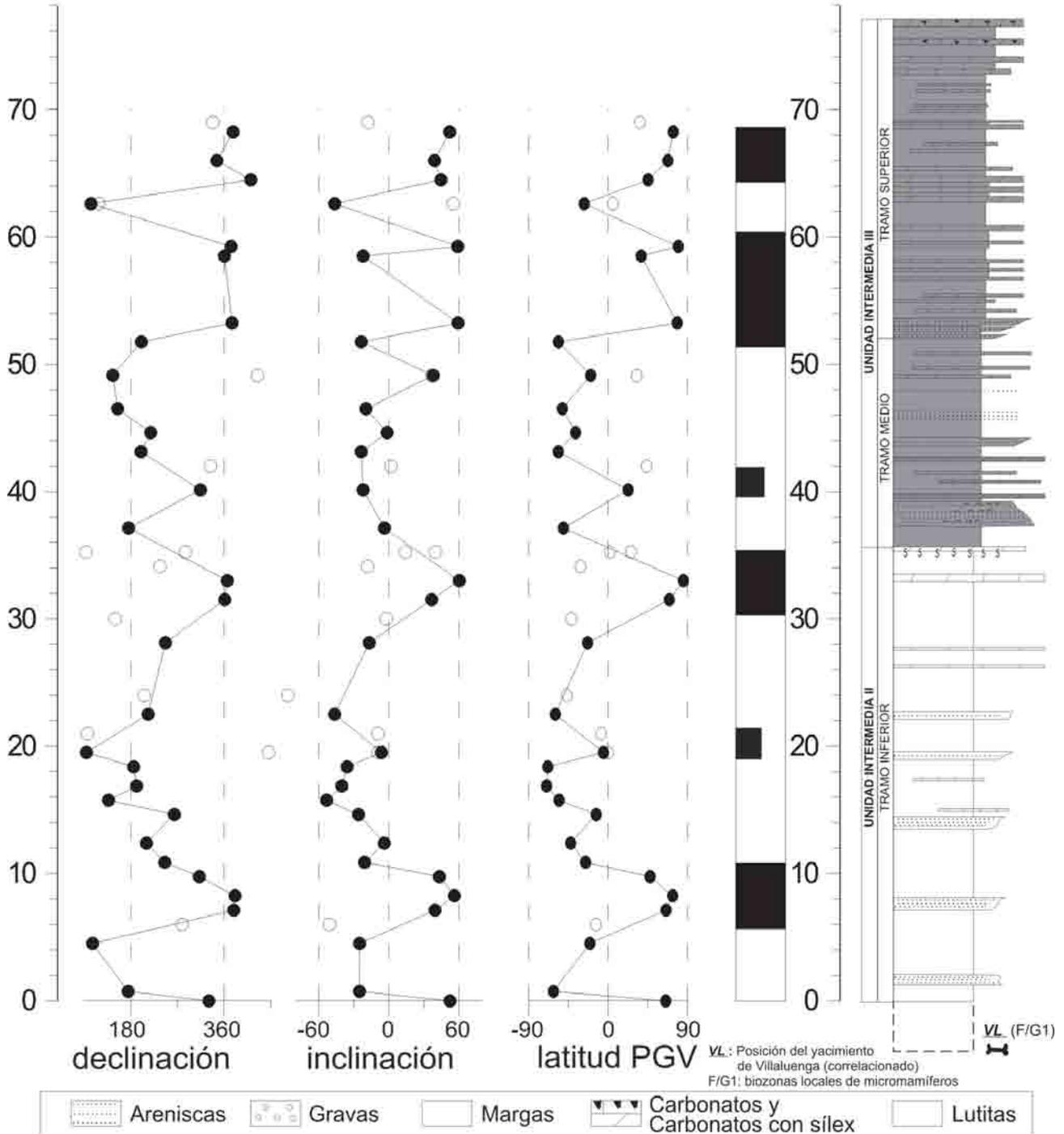


Figura 5.- Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de Pico del Águila. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, los círculos blancos representan direcciones menos fiables. En la sucesión de polaridad magnética las bandas negras indican polaridad magnética normal y las bandas blancas polaridad magnética inversa. PGV: Polo Geomagnético Virtual.

con la información bioestratigráfica y cartográfica previa, han llevado a proponer una correlación entre las distintas sucesiones. Posteriormente, la correlación con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) ha aportado una datación absoluta de las unidades estudiadas.

Las edades absolutas que se obtienen de la correlación con la ETPG son tanto más fiables cuanto más independiente es la correlación respecto de los datos cronológicos previos, sean bioestratigráficos y/o radiométricos. Se entiende que una correlación es independiente cuando se sostiene, fundamentalmente,

sobre el patrón de inversiones, el cual debe ser suficientemente característico. Existe correlación cuando la potencia relativa de las magnetozonas guarda relación con la duración relativa de los cronos de la ETPG. Para que la correlación tenga una única solución es imprescindible un registro continuo que represente un lapso de tiempo amplio, del orden de varios millones de años. Una correlación magnetoestratigráfica enteramente predeterminada por los datos cronológicos previos aporta una información escasa y no cumple con los objetivos de aportar una cronología absoluta independiente.

Muestreo magnetoestratigráfico

El presente estudio se ha centrado en las cuatro secciones arriba descritas, que están distribuidas en tres sectores: sector de Torrejón (Secciones de Cerro de los Guardias y M-45), sector de Alcalá de Henares (Sección del Gurugú) y sector de Villaluenga (Sección de Pico del Águila). Los datos biocronológicos previos en el relleno mioceno de la cuenca, sugieren tasas de sedimentación relativamente bajas, por lo que se procuró aplicar un intervalo de muestreo no superior a los 2 m.

Las secciones estudiadas en el sector de Torrejón representan el techo de la Unidad Inferior y gran parte de la Unidad Intermedia. Aquí, la sección de Cerro de los Guardias (Fig. 4) es clave para nuestro estudio dado que incluye los yacimientos de vertebrados PA III, PA V y PA VI, que aportan la información biocronológica imprescindible para la posterior correlación magnetoestratigráfica. La sección M-45 (Fig. 3) es vecina a la de Cerro de los Guardias y fue seleccionada por representar los sedimentos más antiguos aflorantes en el sector. La correlación entre M-45 y Cerro de los Guardias ha sido deducida tan solo a partir de los buzamientos de las capas, pero dada su proximidad se puede establecer que el techo de la primera corresponde aproximadamente con la base de la segunda.

La sección M-45 (50 m) no ofreció dificultades durante el muestreo dado que se realizó a lo largo de un afloramiento fresco, continuo y con predominio de niveles lutíticos, propicios en principio para el análisis paleomagnético, muestreándose un total de 29 niveles. En la sección de Cerro de los Guardias (100 m), la abundancia de litologías desfavorables (arenas arcósicas de grano medio a grueso poco consolidadas), sumado a la falta de afloramiento fresco, impidió mantener igual densidad de muestreo. De la sección del Cerro de los Guardias se obtuvieron muestras de tan solo 18 niveles.

En el sector de Alcalá de Henares, la sección del Gurugú (Fig. 4) tiene una potencia de unos 64 metros y representa un equivalente lateral de los sedimentos del sector de Torrejón pero en facies aluviales rojas. Aquí, la abundancia de niveles lutíticos rojos y las óptimas condiciones de afloramiento permitieron un muestreo denso (37 niveles), con un espaciado entre estaciones inferior a los dos metros.

En el sector de Villaluenga, se muestrearon 41 estaciones en la sección de Pico del Águila (Fig. 5). El muestreo se realizó a lo largo de 70 metros de serie, preferentemente sobre niveles de lutitas verdosas y grises y también algunas calizas hacia la parte superior.

Análisis en laboratorio

El estudio de las muestras obtenidas se llevó a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de La Tierra (CSIC) y de los Servicios Científicotécnicos de la Universidad de Barcelona. Los análisis consistieron fundamentalmente en la medida de la magnetización remanente y la desmagnetización progresiva (térmica o por campos alternos) de 1 a 3 muestras por cada estación (Fig. 6), rutina estándar que se aplica con el fin de aislar las diferentes componentes magnéticas que contribuyen a la Magnetización Remanente Natural (MRN) de las rocas.

La desmagnetización térmica se realizó mediante la aplicación de una media de 15 pasos de temperatura, con incrementos variables en función de la litología y hasta alcanzar la desmagnetización completa de la MRN. En muestras con baja intensidad de la magnetización, como las lutitas verdosas en la sección de la M-45 o la de Pico del Águila se aplicaron incrementos cortos de temperatura a partir de 250°C (20°C, 100°C, 150°C, 200°C, 250°C, 280°C, 310°C, 340°C, 370°C, 400°C, 430°C). En muestras de lutitas rojas con altas intensidades de magnetización, como las de la sección del Gurugú, los pasos de temperatura fueron más amplios y la desmagnetización se continuó hasta temperaturas máximas de 650°C (20°C, 100°C, 180°C, 250°C, 320°C, 380°C, 440°C, 500°C, 550°C, 600°C, 630°C, 650°C). Aparte de la desmagnetización térmica, una pequeña fracción de muestras se desmagnetizó mediante campos alternos con el fin de facilitar la identificación de la mineralogía magnética.

Los resultados de la desmagnetización de la MRN de todas las muestras se representaron en diagramas de desmagnetización o de Zijdeveld (Fig. 6), que son proyecciones ortogonales de vectores que permiten la identificación visual de las distintas componentes paleomagnéticas. A partir de estos diagramas se observa que la mayoría de las muestras presenta una componente de baja temperatura que, en general, se desmagnetiza por debajo de 150°C. Esta componente también se desmagnetiza mediante campos alternos bajos, por debajo de 20 mT, sugiriendo que no se trata de una magnetización residente en goetita, hidróxido de hierro que habitualmente puede aparecer como alteración superficial de otros minerales ricos en hierro, sino que en parte debe corresponder a una magnetización viscosa residente en fracciones magnéticas poco estables. En ocasiones, la componente de baja temperatura muestra direcciones aleatorias, pero frecuentemente se orienta paralela al campo geomagnético actual. En cualquier caso, se trata de una componente de baja estabilidad muy probablemente

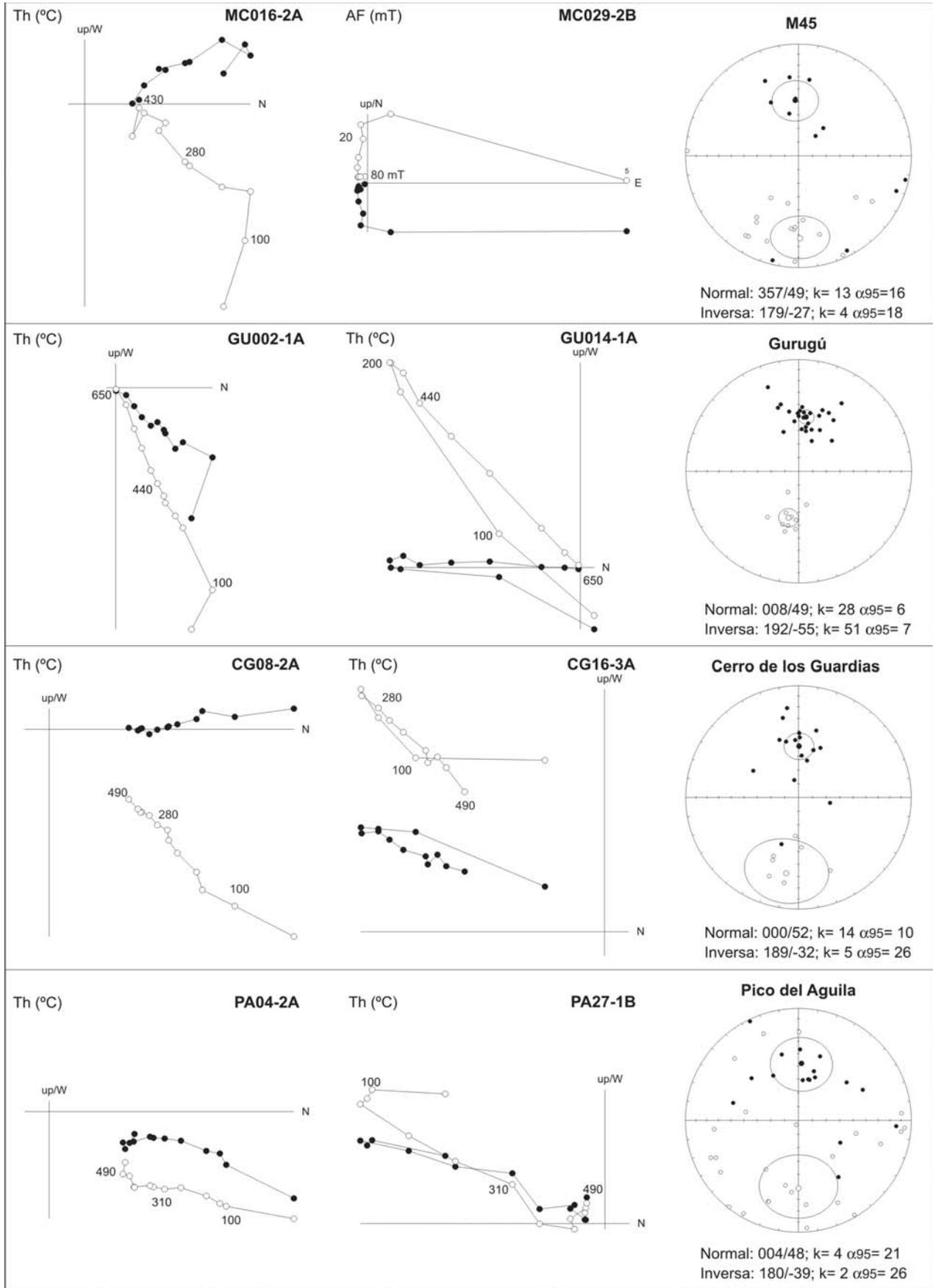


Figura 6.- Diagramas de Zijderveld con los resultados de la desmagnetización de la MRN de un conjunto representativo de muestras (dos por sección, una en polaridad normal y otra en polaridad inversa) y proyección estereográfica de las direcciones características obtenidas en cada sección. Las direcciones medias de polaridad normal e inversa junto con sus parámetros estadísticos están indicadas debajo de cada proyección.

asociada a una magnetización viscosa reciente. Por encima de 200°C, las muestras presentan una única componente, estable en muchos casos hasta 450°C-500°C. Esta componente más estable, denominada componente característica, presenta en todas las secciones direcciones con polaridad normal e inversa claramente distinguibles. En las lutitas rojas de la sección del Gurugú, la componente característica se encuentra particularmente bien definida, con una caída importante de la magnetización a temperaturas por debajo de 600°C, pero restando una pequeña fracción estable hasta 650°C. En estas muestras, la dirección de la magnetización se mantiene estable entre 300°C y 650°C.

La dirección de la magnetización característica de cada muestra se obtuvo mediante regresión lineal de los vectores de desmagnetización. De cada dirección se determinó la polaridad magnética mediante el cálculo de la latitud del polo geomagnético virtual. Las medias de las direcciones de polaridad normal y las de polaridad inversa pasan el test de la inversión (McFadden y McElhinny, 1990) en la sección del Gurugú, indicando que la desmagnetización en el laboratorio ha sido eficaz aislando la componente característica en estos sedimentos. Las muestras de la sección de Pico del Águila, no obstante, muestran una dispersión elevada de las direcciones paleomagnéticas, sugiriendo que la desmagnetización ha sido menos eficaz, existiendo un solapamiento parcial con la componente viscosa de campo reciente. Se debe señalar que en la sección de Pico del Águila y en menor proporción en la M-45 y Cerro de los Guardias, una proporción importante de las muestras tienen una magnetización muy baja (inferior a $1\text{E}-5$ A/m) y, por encima de 300°C, ésta no suele presentar direcciones estables. Componentes con temperaturas de bloqueo inferiores a 300°C se han considerado poco fiables y no se han tenido en cuenta en el análisis magnetoestratigráfico.

Aparte de la desmagnetización de la MRN, también se estudió la adquisición de la Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) en un conjunto representativo de muestras con el fin de caracterizar la mineralogía magnética presente en los sedimentos (Fig. 7). Las curvas de adquisición de la MRI de muestras de Cerro de los Guardias y el Gurugú alcanzan la saturación a campos relativamente bajos, por debajo de 0.3 T, indicando que la magnetita es el mineral magnético mayoritario en los sedimentos. La presencia de magnetita en los sedimentos arcósicos de Cerro de los Guardias puede considerarse de origen detrítico, procedente de la denudación de los macizos ígneos y metamórficos del Sistema Central. En las arcillas rojas de la sección del Gurugú, las curvas de la MRI no detectan apenas la presencia abundante de hematites, a pesar de la intensa coloración roja que muestran estos sedimentos, siendo también la magnetita de probable origen detrítico la fase magnética dominante.

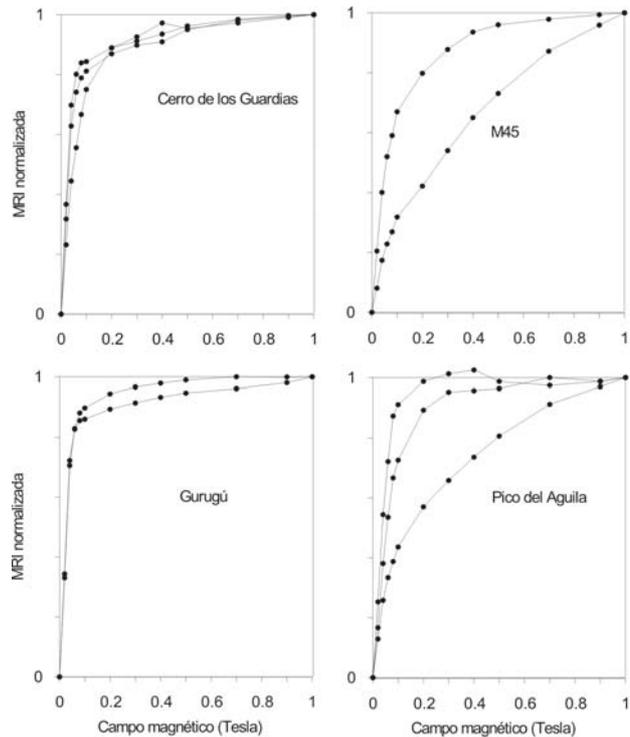


Figura 7.- Adquisición de la Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) para un conjunto representativo de muestras de todas las secciones estudiadas.

En los sedimentos de la M-45 y Pico del Águila, las propiedades magnéticas indican una composición más heterogénea, con la presencia de varias fases magnéticas (magnetita y hematites incluidas). La identificación precisa de estos minerales requeriría otros análisis de magnetismo de rocas (desmagnetización térmica de la MRI, experimentos de baja temperatura), pero difícilmente aportaría datos importantes para la mejor interpretación del registro magnetoestratigráfico.

Magnetoestratigrafía local

La dirección de la componente característica se ha utilizado para determinar la polaridad magnética de cada nivel estratigráfico muestreado. La polaridad magnética se determina a partir de la latitud del polo geomagnético virtual (PGV) correspondiente a cada dirección paleomagnética asumiendo el modelo de campo dipolar centrado. Valores positivos de la latitud del PGV representan polaridad normal, mientras que valores negativos representan polaridad inversa.

Un registro magnetoestratigráfico puede considerarse de buena calidad cuando las magnetozonas están representadas por varias estaciones consecutivas. Por el contrario, cuando existe un número elevado de magnetozonas definidas por tan solo una estación, puede significar que el muestreo ha sido insuficiente. Así, la relación de estaciones/magnetozona puede tomarse como una medida de la integridad del registro magnetoestratigráfico. En la sección del Gurugú, la relación estaciones/

magnetozona es de 4, indicando que la sucesión magnetoestratigráfica obtenida es, probablemente, completa. En el Cerro de los Guardias, por el contrario, donde la presencia de litologías inadecuadas limitó la resolución del muestreo, la probabilidad de no haber detectado todas las inversiones de polaridad es muy elevada.

La cartografía de unidades litológicas en los sectores de Torrejón-Alcalá de Henares ha permitido establecer una correlación magnetoestratigráfica fiable entre las secciones de Cerro de los Guardias y M-45 (sector de Torrejón) y el Gurugú (Alcalá de Henares). Tomando como referencia el límite aproximado entre la Unidad Inferior e Intermedia en ambos sectores, se deduce que la extensa magnetozona normal en la parte inferior de Cerro de los Guardias (N1) se correlaciona con el doblete de magnetozonas normales N3 y N4 de la serie del Gurugú (Fig. 8). Dada la baja resolución del muestreo en Cerro de los Guardias, es probable que la corta magnetozona R3 del Gurugú no haya sido reconocida en Cerro de los Guardias. Aceptando que la sección M-45 es infrayacente a Cerro de los Guardias, la correlación con el Gurugú es directa, ya que las cortas magnetozonas normales N1 y N2 se encuentran en una posición estratigráfica equivalente en ambas secciones. La correlación entre las secciones del Gurugú y M-45 ha permitido disponer de una sucesión magnetoestratigráfica local compuesta formada por 10 magnetozonas (5 inversas y 5 normales) muy bien determinadas gracias a la buena resolución de muestreo alcanzada en ambas secciones (66 estaciones en 114 metros de serie).

Correlación con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG)

La atribución bioestratigráfica de los sedimentos de la base de la Unidad Intermedia al Aragoniense medio-superior es un dato suficientemente contrastado por la abundancia de yacimientos de vertebrados fósiles. Asumiendo esta información biocronológica y la calibración de las faunas del Aragoniense en su área tipo de la Cuenca de Calatayud-Daroca (Daams *et al.*, 1999), el patrón de inversiones de la magnetoestratigrafía local en la cuenca del Madrid es suficientemente característico para establecer una correlación con la ETPG (Cande y Kent, 1995) (Fig. 8).

Así, la potente magnetozona inversa R1 de la base de la sección M-45 corresponde con el característico cron inverso del Langhiense (C5Br), mientras que las dos cortas magnetozonas normales N1 y N2 de la M-45 y el Gurugú se correlacionan con el doblete de cronos normales C5Bn. Así mismo, las dos potentes magnetozonas normales N3 y N4 en el Gurugú correlacionan perfectamente con la sucesión de cronos normales C5AD y C5AC.

La correlación de Cerro de los Guardias con la ETPG es menos fiable debido a la baja resolución del muestreo, que ha impedido determinar con precisión la

potencia de las magnetozonas. Tan sólo la magnetozona N1, en la base de la serie, puede correlacionarse sin ambigüedades con C5AD, dado que dicha atribución está por otro lado apoyada por los resultados del Gurugú y la M-45.

La correlación de la mitad superior de Cerro de los Guardias con la ETPG es altamente dependiente de los datos bioestratigráficos aportados por las localidades de vertebrados de Paracuellos. Así, la atribución del yacimiento PA V a la zona local F, determina una correlación de la magnetozona R2 con el cron C5ABr. Así mismo, la atribución de PA III a la biozona G2 favorece una correlación del tramo inverso del techo de Cerro de los Guardias con el cron C5Ar. La presencia de una magnetozona normal (N4) en niveles próximos al yacimiento PA III, no es segura dado que está representada tan solo por una muestra de baja calidad, por lo que su correlación con algún subcron dentro de C5Ar resulta poco contrastada.

La correlación de Pico del Águila con la ETPG cuenta como anclaje principal con la información bioestratigráfica del yacimiento de Villaluenga, localizado unos pocos metros por debajo de la base de dicha sección. La asociación faunística de Villaluenga ha sido atribuida a las zonas F/G1, que en Calatayud-Daroca han sido correlacionadas con el cron C5AB (Daams *et al.*, 1999). Considerando estos datos, se ofrecen varias opciones posibles de correlación (líneas A y B en figura 8):

Opción A

La correlación de la primera magnetozona normal (N1) con el cron C5AAn y las dos potentes magnetozonas inversas R2 y R3 con el cron C5Ar es la más plausible considerando el patrón de inversiones de la magnetoestratigrafía local. Esta correlación implicaría, primero, que la corta magnetozona normal N2 podría corresponder a alguno de los subcronos incluidos en C5Ar y, segundo, que las dos magnetozonas normales a techo de Pico del Águila se correlacionan con C5An, dentro todavía del Aragoniense superior. Sin embargo, esta correlación de la parte superior de Pico del Águila plantea algunas discrepancias a escala de la cronoestratigrafía general de la cuenca.

- a) La unidad superior de carbonatos con sílex en Pico del Águila- constituye una unidad litoestratigráfica reconocida en otros cerros del entorno con semejante cota topográfica (La Marañososa, Cerro de Cantueña, Cerro Batallones, figura 1B) y en otros sectores de la cuenca en donde ha aportado asociaciones de vertebrados de edad Vallesiense inferior (localidades de Ledanca y Cendejas de la Torre; Sesé *et al.*, 1990).
- b) Siguiendo el razonamiento del punto anterior, los carbonatos que culminan la Unidad Intermedia representarían un rango de edad

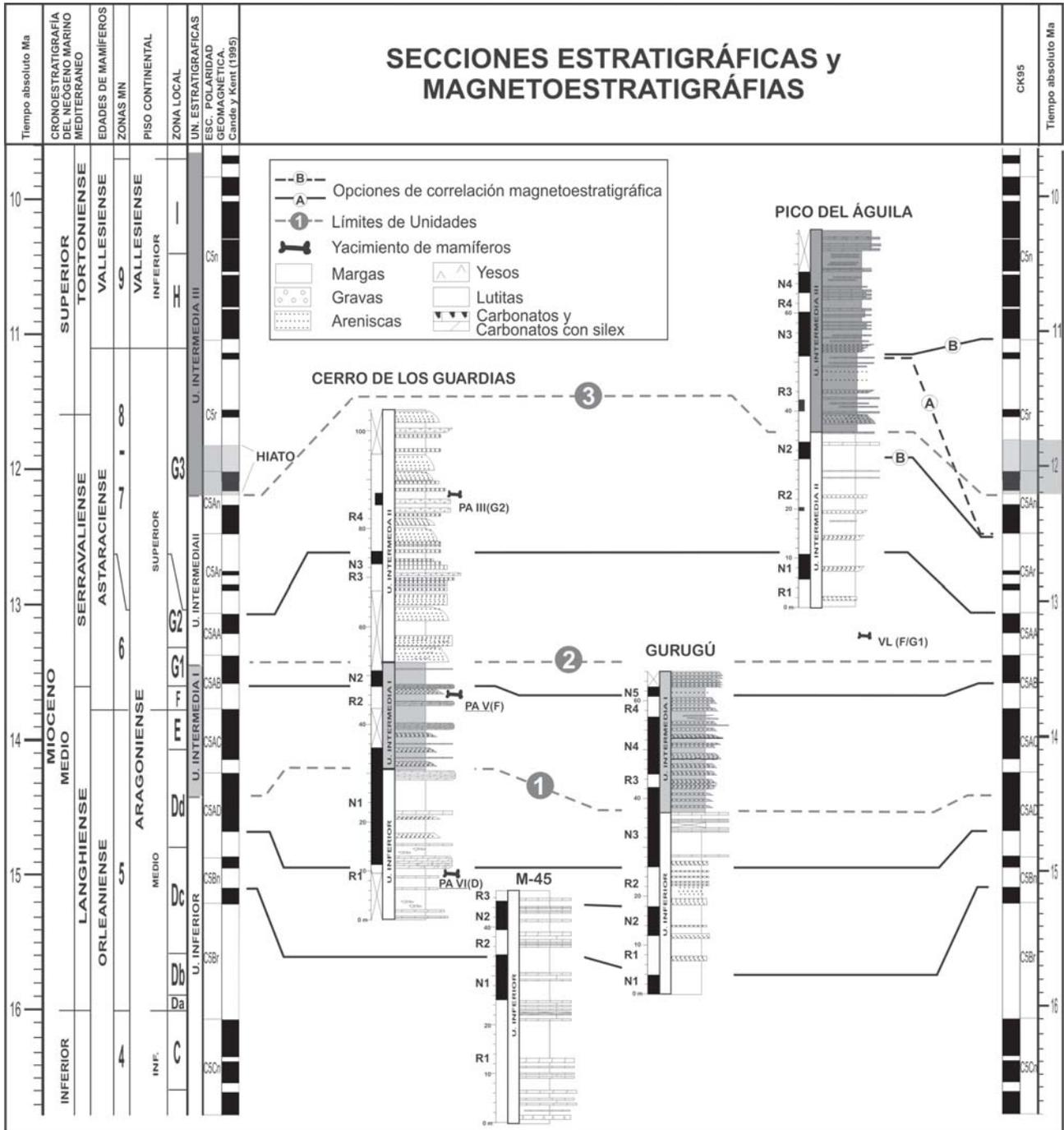


Figura 8.- Correlación magnetoestratigráfica entre las secciones de la Cuenca de Madrid y la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Cande y Kent, 1995). En la columna de Pico del Águila, A y B son las diferentes opciones de correlación. La opción B supone una laguna estratigráfica en el límite Unidad Intermedia II-Unidad Intermedia III.

más amplio que el Vallesiense inferior, englobando también parte del Aragoniense superior, lo que, sin ser estrictamente contradictorio, representaría una diacronía para esta litofacies no observada en otros sectores de la cuenca.

c) Por otra parte, si se admite una edad Aragoniense superior para los carbonatos con silex de Pico del Águila, significaría que en esta sección no se preservarían los niveles más altos de esta unidad, correspondientes al Vallesiense, lo que no encaja con la similitud en las

cotas con respecto a los mencionados cerros cercanos y la horizontalidad de las capas, aunque puede admitirse, no obstante una cierta pérdida de serie.

Opción B

Si se atribuye una edad Vallesiense para los carbonatos del techo de Pico del Águila, significaría correlacionar N3 y N4 que, en conjunto, conforman una amplia zona de polaridad normal dentro de la sección, con parte del cron C5n que caracteriza al Vallesiense

inferior igualmente como una extensa zona de polaridad normal. Esta correlación implicaría, sin embargo, algunas consideraciones:

- a) Una reducción muy significativa de la sedimentación: de 5 cm/Ka, ya de por sí baja, a menos de 1,5 cm/Ka. Dicha reducción podría estar relacionada con el cambio brusco en el medio sedimentario que se observa en la transición de la Unidad Intermedia II, constituida por sedimentos aluviales, a la Unidad Intermedia III, de naturaleza lacustre y menor influencia detrítica.
- b) Un registro incompleto del cron C5An, a pesar de tratarse de un cron de una duración importante. Esta falta en el registro podría explicarse por la baja tasa de acumulación antes mencionada, o bien por la existencia de una laguna estratigráfica en el límite entre la Unidad Intermedia II e Intermedia III. En este sentido, las limolitas carbonatadas a techo de la unidad Intermedia II representarían un paleosuelo formado en una época de sedimentación escasa o nula y por lo tanto compatible con esta hipótesis.

A pesar de que la opción A no entra en contradicción con los datos biocronológicos locales, y presenta una correlación razonable con la ETPG, las consideraciones sobre el contexto estratigráfico regional arriba expuestas ponen en duda su veracidad. Por otro lado, la solución propuesta en la opción B es acorde con la información litoestratigráfica regional disponible, si bien plantea la existencia de un hiato sedimentario para poder correlacionar la secuencia magnetoestratigráfica local con la ETPG.

Discusión

La datación magnetoestratigráfica de las secciones estudiadas en la Cuenca del Madrid ha aportado edades absolutas de los límites de las Unidades Inferior, Intermedia I, Intermedia II e Intermedia III (líneas 1, 2 y 3 en figuras 1B, 8 y 9). Así, el límite entre las unidades Inferior e Intermedia queda establecido dentro del cron C5AD, entre 14,7 y 14,25 Ma, calibrándose mediante interpolación en 14,4 Ma. El límite entre las unidades Intermedia I e Intermedia II se ubica dentro del cron C5AB entre 13,4 y 13,6 Ma con una edad interpolada de 13,4 Ma. La duración de la Unidad Intermedia I es por tanto de 1 Ma.

El límite entre la Unidad Intermedia II y la Unidad Intermedia III solo aparece en la sección de Pico del Águila. Su posición en la sección y en el entorno regional está bien caracterizada. Sin embargo, existen varias hipótesis para su atribución cronológica, relacionadas con la correlación litológica y con la asunción o no de lagunas estratigráficas en la sedimentación. En una primera opción (A), este límite se situaría en la parte superior del cron C5Ar con una edad de 12,8 Ma, atribuyendo al techo de la sección

una edad cercana a 11,8 Ma. En la segunda opción (B), el límite entre la Unidad Intermedia II y la Unidad Intermedia III estaría representado por un hiato de unos 0,4 Ma, entre 12,2 y 11,8 Ma aproximadamente. Según esta opción, al techo de la sección le correspondería una edad próxima a los 10 Ma, y la duración de la Unidad Intermedia III sería de unos 1,8 Ma. (hiato excluido), significativamente mayor que la deducida en la opción A.

Para que la opción de correlación B fuera refrendada, sería necesaria la identificación de la laguna estratigráfica postulada en otros sectores de la cuenca, puesto que una interrupción en la sedimentación de semejante lapso temporal, debería de estar registrada. La observación de facies del tipo de paleosuelos, paleokartificación, brechificaciones, etc., en otros sectores de la cuenca y en la misma posición estratigráfica que en el Pico del Águila, permitiría argumentar una baja tasa de sedimentación o la laguna postulada en relación con el límite entre la Unidad Intermedia II y la Unidad Intermedia III.

Hay que reseñar que la progradación detrítica que se observa en la sección de Pico del Águila en el límite entre las unidades, se detecta también a nivel regional y ha sido cartografiada en una buena parte del sector NO de la cuenca en las hojas 1:200.000 de Madrid y Segovia. En este sector lindante con el Sistema Central, la progradación se manifiesta como la superposición de arcosas gruesas (unidad de «Carranque-Griñón», López Olmedo *et al.*, 2004) sobre otra unidad arcósica precedente de granulometría más fina (unidad de «Batres», López Olmedo *et al.*, 2004). Es posible que dicha progradación detrítica estuviera asociada a un período de erosión del sustrato que podría argumentar a favor de la laguna estratigráfica. Además, la falta de registro sedimentario en esta posición estratigráfica, explicaría en parte la escasa representación de la biozona MN7/8 (zona local G3) en la Cuenca de Madrid, a pesar de que dicha biozona ocupa una buena parte del Aragoniense superior con una duración de ~2 Ma.

La sucesión magnetoestratigráfica estudiada en la Cuenca de Madrid, presenta una correspondencia razonable con la ETPG, en especial donde no hay dudas de una sedimentación continua (Unidad Inferior, Intermedia I e Intermedia II). La representación gráfica resultante de dicha correspondencia reproduce las tasas de acumulación general para el registro estudiado y particular para cada una de las secciones (Fig. 9). En este sentido, las tasas de acumulación de sedimento generales deducidas para la Cuenca de Madrid son sensiblemente inferiores en relación a otras cuencas cenozoicas continentales. Así, la tasa de acumulación media para el conjunto de las Unidades Inferior e Intermedia I y II es de entre 4,0 y 4,7 cm/ka. Por encima de la discontinuidad a techo de la Unidad Intermedia II, la Unidad Intermedia III presenta tasas todavía más bajas del orden de 2,3 cm/ka. Estos valores contrastan, por ejemplo, con los obtenidos en sedimentos de la

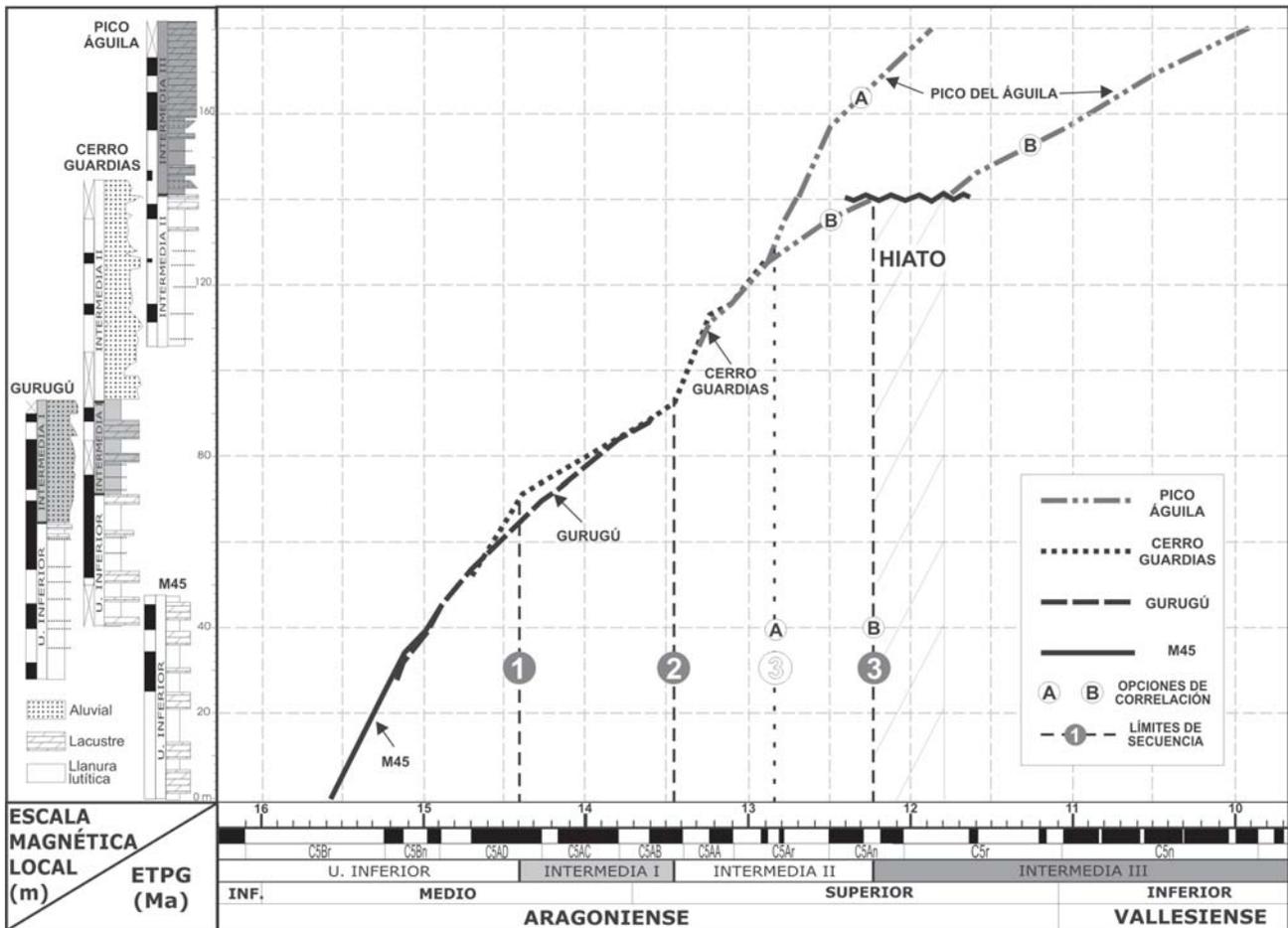


Figura 9.- Tasas de acumulación de sedimento en la sucesión estudiada de la Cuenca de Madrid, según la correlación propuesta en la figura 8. En línea gris, las tasas de acumulación según las opciones de correlación A y B. La opción B supone una laguna estratigráfica en el límite Unidad Intermedia II-Unidad Intermedia III.

misma edad en la Sierra de Alcubierre de la Cuenca del Ebro, donde la tasa media es de 8,1 cm/Ka (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002).

Una observación interesante que revela la curva de tasas de acumulación (Fig. 9), es un cierto cambio de pendiente que puede distinguirse en las proximidades de los límites de unidades (líneas 1, 2 y 3; figura 9). Así, en el límite Unidad Inferior-Intermedia I (línea 1), se observa una disminución pronunciada en la sección de Cerro de los Guardias y un cambio de pendiente laxo pero apreciable en la del Gurugú. Un cambio brusco hacia una mayor pendiente ocurre en el límite entre la Unidad Intermedia I y la Unidad Intermedia II (línea 2; figura 9), en la columna de Cerro de los Guardias. Finalmente, en el límite Unidad Intermedia II-Intermedia III, la disminución de pendiente en la curva es drástica si se consideran la opción B. En este último caso (línea 3), y para la opción mencionada, la menor tasa de acumulación estaría condicionada por el cambio de facies propias de ambientes aluviales a lacustres. Sin embargo, en el primero de los límites (línea 1; figura 9), la progradación de arcosas y areniscas en la columna del Gurugú lleva aparejada una ligera disminución en la tasa de acumulación, mientras que en el segundo límite (línea 2; figura 9), una progradación detrítica

parecida en la sección de Cerro de los Guardias, tiene como consecuencia un aumento de la tasa. Como muestra este análisis, no siempre existe una correlación directa entre progradación detrítica y aumento en la tasa de acumulación, como a priori pudiera parecer.

Dado que los límites de las unidades representan discontinuidades sedimentarias que significan cambios en las causas alocíclicas que condicionan su depósito, y que los cambios en las tasas de acumulación están íntimamente relacionados con dichas discontinuidades, se puede argumentar que serán las mismas causas alocíclicas las que controlan las variaciones en la tasa de sedimentación. En las cuencas continentales libres del influjo directo de las variaciones eustáticas del nivel del mar como es el caso de la Cuenca de Madrid, serán por una parte la tectónica, con el control del espacio disponible para la sedimentación (acomodación), y el clima, con el control de las variaciones en los flujos acuosos que transportan el sedimento, las únicas causas alocíclicas generadoras de unidades secuenciales y de sus variaciones en las tasas de acumulación. El análisis conjunto de estos factores en la Cuenca de Madrid puede ofrecer datos concluyentes sobre su evolución geológica y las posibles variaciones climáticas durante el Neógeno.

Conclusiones

Los sedimentos estudiados de la Cuenca de Madrid, presentan una magnetización estable que reside fundamentalmente en magnetita y que hace viable su estudio magnetoestratigráfico. El análisis magnetoestratigráfico ha revelado un registro continuo de más de 180 m de potencia donde se han identificado un total de 18 magnetozonas. La correlación de la secuencia de polaridad magnética local con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG), ha permitido datar la serie entre 15,6 (base) y ~9,9 Ma (techo), representando casi todo el Aragoniense y parte del Vallesiense (Mioceno medio-superior). Abarca, por tanto, un total de ~6 Ma de registro, si se admite la correlación de la opción B.

Asimismo, se han ubicado temporalmente:

a) El límite Unidad Inferior-Unidad Intermedia I en ~14,4 Ma.

b) El límite Unidad Intermedia I-Unidad Intermedia II en ~13,4 Ma.

c) El límite Unidad Intermedia II-Unidad Intermedia III en ~12,2 Ma. Asociado a este límite puede postularse una laguna estratigráfica de ~0,4 Ma, que ha de ser confirmada por ulteriores estudios de la estratigrafía del Mioceno en la región.

La tasa de acumulación media de los sedimentos por debajo del límite entre la Unidad Intermedia II y la Unidad Intermedia III es de 4,7 cm/ka. La tasa de acumulación de la Unidad Intermedia III, por encima del hiato, es de tan solo 2,3 cm/ka, si atendemos a la datación propuesta para la sección de Pico del Águila. En general, estas tasas son relativamente bajas cuando se las compara con las obtenidas en otras cuencas continentales de edad similar en la Península Ibérica.

Agradecimientos

Al Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra «Jaume Almera» (Servicios Científicotécnicos UB-CSIC) de Barcelona, donde se han realizado los análisis instrumentales. A Francisco Nozal y Fabián López Olmedo por las productivas discusiones en torno al trabajo y que tanto aportaron al mismo. A los Drs. J. J. Villalaín y J. C. Larrasoña por sus comentarios y sugerencias que contribuyeron a la mejora del manuscrito original. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto «Investigación Geológica de las hojas a escala 1:200.000 n° 38 (Segovia) y n° 45 (Madrid)» del IGME.

Referencias

- Alberdi, M.T., Hoyos, M., Junco, F., Lopez-Martínez, N., Morales, J., Sese, C. y Soria, D. (1983): Biostratigraphie et évolution sédimentaire du Néogene continental de l'aire de Madrid. *Interim-Colloque RCMNS. Paleoclimatic Evol. Montpellier*, 15-18.
- Alcalá, L., Alonso, A.M., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Morales, J. (1994). Cenozoico de Madrid (Paracuellos del Jarama). *Excursión B. X Jornadas de Paleontología, Madrid*. 232-343.
- Alonso Zarza, A. M., Calvo, J.P., García Del Cura, M.A. y Hoyos, M. (1990): Los Sistemas Aluviales Miocenos del borde noreste de la Cuenca de Madrid: sector Cifuentes-Las Inviernas (Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (1-2): 213-229
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1986): Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama, Madrid. *Estudios Geológicos*, 42: 79-101.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2002): Tajo Basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 315-320.
- Alonso-Zarza, A., Calvo, J.P., Silva, P.G., y Torres, T. (2004): Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Antunes, M. T., Calvo, J. P., Hoyos, M., Morales, J., Ordóñez, S., País, J. y Sesé, C. (1987): Ensayo de correlación entre el Neógeno de las áreas de Madrid y Lisboa (cuencas alta y baja del río Tajo): *Comunicações. Serviço. Geológico de Portugal*, 73: 85-102.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso-Zarza, A.M., Sanz, M.E. y Rodríguez Aranda, J.P. (1989): Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geológica Hispánica*, 24: 281-298.
- Calvo, J.P., Hoyos, M., Morales, J. y Ordóñez, S. (1990): Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid Basin. *Paleontologia i Evolució, Memoria Especial*, 2: 61-95.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., Hoyos, M. y García del Cura, M.A., (1984): Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 2: 145-176.
- Cande, S.C., y Kent, D.V. (1995) : Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Daams, R., van der Meulen, A.J., Álvarez 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.
- De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A. (1996): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain* (P. F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 268-271.
- De Vicente, G., Vegas, R.; Muñoz Martín, A.; Gonzalez-Casado, J.M.; Carbó, A.; Alvarez, J.; Cloetingh, S.; Andriessen, P.; Elorza, F.J.; y Olaiz, A. (2004). El Sistema Central. En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 621-626.
- Díaz de Neira, A., Cabra, P., Hernáiz Huerta, P. P. y López Olmedo, F. (1993): *Memoria y Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 534 (Colmenar Viejo)*. IGME, Madrid.
- Herráez, E., (1993). *Micromamíferos (roedores y lagomorfos) del Mioceno del área de Madrid. Estudio sistemático y bioestratigráfico*. Tesis doctoral. Univ. Complutense Madrid, 338 p.
- Junco, F., y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España, II*, 534-542.
- López Olmedo, F., Díaz de Neira, A., Martín Serrano, A., Calvo, J. P., Morales, J. y Peláez-Campomanes, P. (2004): Unidades estratigráficas en el registro sedimentario neógeno del sector occidental de la Cuenca del Madrid. *Revista de la So-*

- ciudad Geológica de España*, 17 (1-2): 87-101.
- López-Martínez, N., Agustí, J., Cabrera, L., Calvo, J. P., Civis, J., Corrochano, A., Daams, R., Díaz, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martínez, J., Morales, J., Portero, M., Robles, F., Santisteban, C. y Torres, T., (1987): Approach to the spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, 70: 383-391.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990): Classification of the reversal test in paleomagnetism, *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1998): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos en la zona oriental de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11 (1-2): 57-70
- Peláez-Campomanes, P., Azanza, B., Calvo, J. P., Daams, R., Herráez, E., Morales, J., Nieto, M. y Soria, D. (2000): Bioestratigrafía de las faunas de mamíferos del Mioceno de Madrid: Datación de las Unidades Estratigráficas. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (J. Morales, Coord.). Serie de la Consejería de Educación de la Comunidad Autónoma de Madrid: Arqueología, Paleontología y Etnografía, 6: 103-109.
- 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: 217-231.
- Sesé, C., Alonso-Zarza, A.M., y Calvo, J.P. (1990): Nuevas formas de micromamíferos del Terciario continental del NE de la cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara): *Estudios Geológicos*, 46: 433-451.

Manuscrito recibido el 15 de junio de 2006

Aceptado el manuscrito revisado el 14 de diciembre de 2006