

Propiedades magnéticas de sedimentos del Triásico Medio-Jurásico Inferior de la Cordillera Ibérica Occidental

V.C. Ruiz-Martínez¹, M.L. Osete¹ y A. Sopena²

¹ Dep. Geofísica. Facultad de CC. Físicas, Universidad Complutense de Madrid.

² Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. - Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.



ABSTRACT

A rock magnetic and palaeomagnetic study on two Middle-Late Triassic sections in the westernmost margin of the Iberian Ranges -that mostly consist of a thick sequence of interbedded mudstones and sandstones- and their Lower Jurassic top -dolomitized limestones- has been performed. Anisotropy of magnetic susceptibility, thermomagnetic curves and hysteresis properties have been measured and the palaeomagnetic directions interpreted according to these analyses. Whereas the magnetic signal of the dolomitized Lower Jurassic limestone and some of the Triassic beds is unstable, multicomponent magnetisation behaviour has been observed in the Triassic red beds. The characteristic component presents high coercitivity and distributed unblocking temperatures up to 700°C (carried by hematite), showing both polarities and defining a consistent magnetic zonation. The NRM also contains lower unblocking temperature components with normal polarities. These are interpreted as result of the overlapping of a present day field component and an older overprint, probably related to the extensional phases of the Iberian Basin during the Cretaceous time. Primary remanence is better preserved in the fine-grained beds, showing a lower overlapping degree between the characteristic component and the high temperature overprint.

Key words: Rock magnetism, palaeomagnetism, Iberian Ranges.

INTRODUCCIÓN

Se ha realizado un estudio de magnetismo de rocas y paleomagnetismo en sedimentos de la parte occidental de la Cordillera Ibérica. Las secciones de Cuevas de Ayllón y de Licerias, correlacionables estratigráficamente entre sí, están bioestratigráficamente datadas como Ladiniense, Karniense y Noriense sobre la base de asociaciones palinológicas; y están fundamentalmente constituidas por alternancias de lutitas y areniscas que tienen como techo las calizas tableadas de Imón, de edad Jurásico Inferior. Un total de 316 muestras, tomadas en las dos secciones a lo largo de un perfil de unos 180 metros, han sido desimanas térmicamente hasta los 700°, controlando la susceptibilidad durante el calentamiento. Se ha observado la existencia de al menos dos componentes de magnetización y diferentes comportamientos magnéticos en función de la litología. Se han realizado estudios de anisotropía de la susceptibilidad, ciclos de histéresis, y curvas termomagnéticas en muestras representativas de las diferentes litologías para, integrados con los estudios petrográficos, interpretar adecuadamente las direcciones paleomagnéticas obtenidas.

ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD

La anisotropía de la susceptibilidad magnética puede ser representada por un elipsoide cuyos ejes correlacionan espacial y cuantitativamente con las susceptibilidades máxima (k_{\max}), intermedia (k_{int}) y mínima (k_{\min}) del sedimento. La fábrica primaria sedimentaria está causada por una alineación preferencial de los granos ferromagnéticos no equidimensionales debido a las fuerzas mecánicas durante la deposición. En el caso de la hematites, el eje magnetocristalino "fácil", que reside en su plano basal y está asociado a k_{\max} , se alinea paralelo al plano de sedimentación, debido a su geometría y la compactación por gravedad. En la figura 1a se representa la lineación L ($k_{\max} / k_{\text{int}}$) frente a la foliación F ($k_{\text{int}} / k_{\min}$) de 80 muestras analizadas. Este tipo de diagrama permite diferenciar la geometría de los granos magnéticos. Se observa que los granos tienen forma de disco plano, salvo en cinco muestras representativas de los niveles afectados de litificación y cristalización: la lineación no supera en general el 3% (se observa un aumento de L con el grado de litificación); siendo mayor, en cada muestra, el porcentaje de foliación (hasta un 18%). Las capas afectadas por una dolomitización tardía son fá-

cilmente identificables gracias a sus propiedades anisotrópicas: sus porcentajes de (L,F) son del orden de (35,90) para algunos de los sedimentos triásicos y de (35,10) para las calizas jurásicas (las cinco muestras representativas de estas capas no están representadas ni en el diagrama, por razones de escala). Excluyendo estas muestras dolomitizadas que no se ajustan a la misma fábrica que el resto de los sedimentos rojos, se observa una vez efectuada la corrección tectónica en la proyección polar de igual área (Fig. 1b) cómo las direcciones de k_{\max} y k_{\min} residen en la horizontal (plano de sedimentación), mientras que las de k_{\max} se agrupan en torno al polo este plano, como corresponde a una fábrica deposicional primaria o de diagénesis temprana (Tarling y Hrouda, 1993). La dirección de paleocorriente viene determinada por la dirección del eje k_{\max} para regímenes hidrodinámicos con velocidades débiles o moderadas de corriente (<1 cm/s) (King, 1955) como correspondía a la época de estudio. La media obtenida para la dirección de paleocorriente mediante el estudio de anisotropía de la susceptibilidad (269° W - 89° E, con una región de confianza al 95% entre 50 y 132° E, en la horizontal), es coherente con las direcciones de aporte obtenidas por criterios sedimentológicos para el borde NE del Sistema Central (entre 20 y 170° E, con una dirección media de 80-85° E).

CURVAS TERMOMAGNÉTICAS

Los cambios en la magnetización de saturación (M_s) con la temperatura aportan importante información sobre la mineralogía magnética, ya que son independientes del tamaño de grano o su forma. La temperatura a la que M_s desaparece (T_c , o temperatura de Curie) es característica de cada mineralogía magnética. Las medidas se han realizado, en aire, con una balanza de Curie extremadamente sensible (Mullender *et al.*, 1993), por lo que no se ha tenido que realizar extracto magnético de los sedimentos rojos analizados (garantizando así la representatividad de las muestras en cuanto a su composición y tamaño de grano). A pesar de ello, la magnetización de las dolomías era demasiado débil para su análisis termomagnético. Las curvas correspondientes a los sedimentos rojos representativos de los diferentes tamaños de grano de las secciones de Ayllón y Licerías son prácticamente reversibles (Fig. 2), lo que indica que no se producen cambios mineralógicos apreciables durante su calentamiento. Esto permite descartar la presencia significativa de maghemita (que se altera en hematites a los 300°C, provocando una gran disminución de los valores de M_s durante el enfriamiento), o de sulfuros de hierro (que se convierten en magnetita al ser calentados en aire, con lo que la curva de enfriamiento tiene valores mucho más altos de M_s que la de calentamiento). Se puede detectar en las muestras, por la concavidad de las curvas, la presencia en diferentes grados de minerales paramagnéticos sin que lleguen a oscurecer los puntos de Curie, apreciables

a temperaturas ligeramente inferiores a la característica de la hematites pura (680°C).

PARÁMETROS DE HISTÉRESIS

La magnetización de saturación (M_s), remanencia de saturación (M_r) y el campo coercitivo (H_c) pueden determinarse a partir de la curva de histéresis resultante de medir el comportamiento de la magnetización inducida en respuesta a un campo aplicado de forma cíclica, que se incrementa y después se alterna, hasta que la muestra alcanza su saturación en sentidos opuestos. Experimentos de retro-campo con la misma muestra permiten conocer el valor de la coercitividad remanente (H_{cr}). Estos cuatro parámetros de histéresis definen las propiedades de los minerales magnéticos que posee la muestra, y pueden informar de la composición, los estados de dominio y la concentración en que se encuentran. La mayoría de las 40 muestras representativas estudiadas se saturan a campos $H_{sat} > 300$ mT (Fig. 3 a, b), que son los necesarios para que la hematites alcance la saturación (para la titanomagnetita o la titanomaghemita, $H_{sat} \sim 300$ mT). Que la hematites no es el único mineral presente en las muestras puede apreciarse en la forma de "cintura de avispa" (Roberts *et al.*, 1995) de los ciclos de (Fig. 3 a, b), característico de la presencia de dos fases magnéticas, una de coercitividad baja (titanomagnetita probablemente) y otra alta (hematites) cuando las dos fases contribuyen en cantidades comparables a la magnetización. La coercitividad H_c de un conjunto de minerales es la medida de su dureza magnética, según sean el ancho de las curvas: algunas muestras afectadas por procesos diagenéticos y diferentes grados de dolomitización, ven disminuida su capacidad de conservar una remanencia estable (Fig. 3 c). Los valores de M_s y M_r sólo informan de la concentración de un conjunto de minerales cuando se conoce su composición. Sin embargo, el rango de variación de sus valores indica a su vez una variación de la concentración de minerales magnéticos entre las distintas capas de las secciones. En la representación (Fig. 4) de M_r/M_s frente a H_{cr}/H_c (Day *et al.*, 1977), razones independientes de la concentración de minerales, como quiera que es difícil que las muestras contengan una población de minerales magnéticos con tamaño de grano y/o composición homogénea, se interpreta cada punto como mezcla de diferentes minerales, cada uno con distintas cantidades de granos mono-, pseudo- y multidominio (SD, PSD y MD). De esta manera, puede observarse (Dunlop y Özdemir, 1997) que M_r/M_s frente a H_{cr}/H_c muestran una relación lineal inversa, donde las muestras más próximas a la esquina superior izquierda (Fig. 3a) contienen mayor proporción de granos SD mientras que en las de la esquina inferior derecha (Fig. 3b) domina una población de granos MD. Los puntos que se separan de esta tendencia corresponden a las capas más afectadas por los procesos diagenéticos, con alto grado de dolomitización (Fig. 3c).

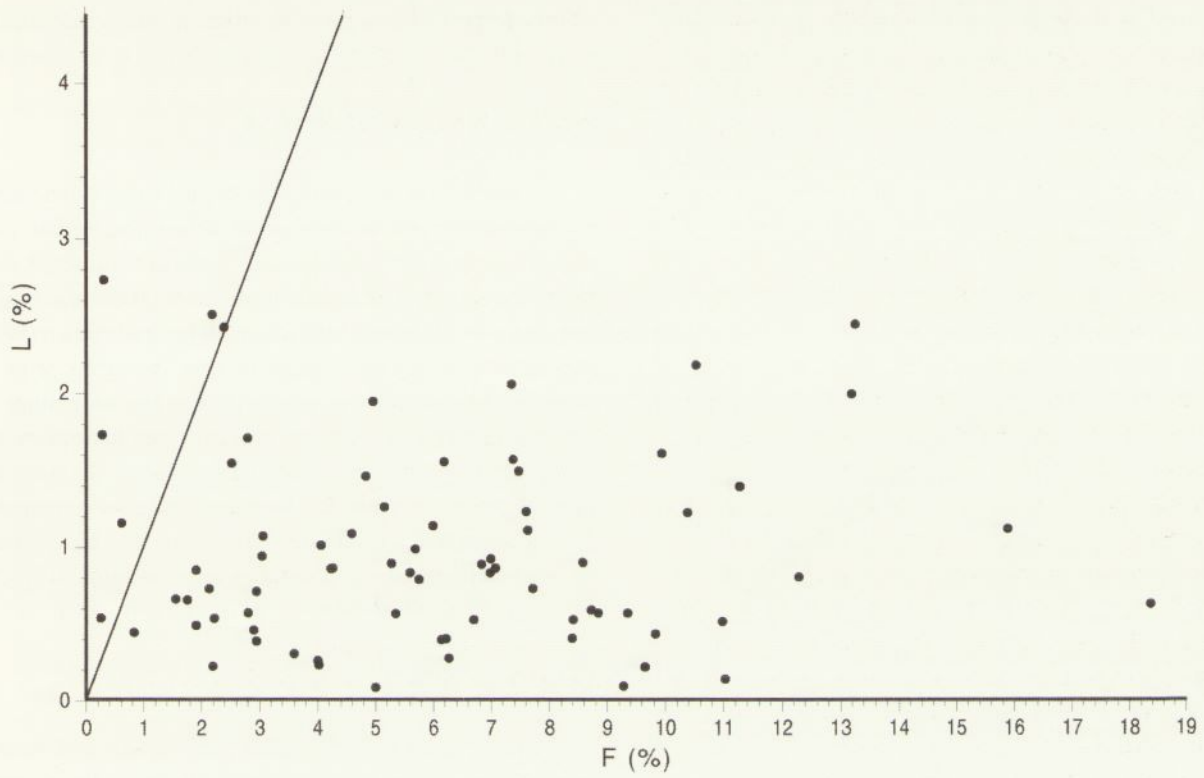


FIGURA 1A

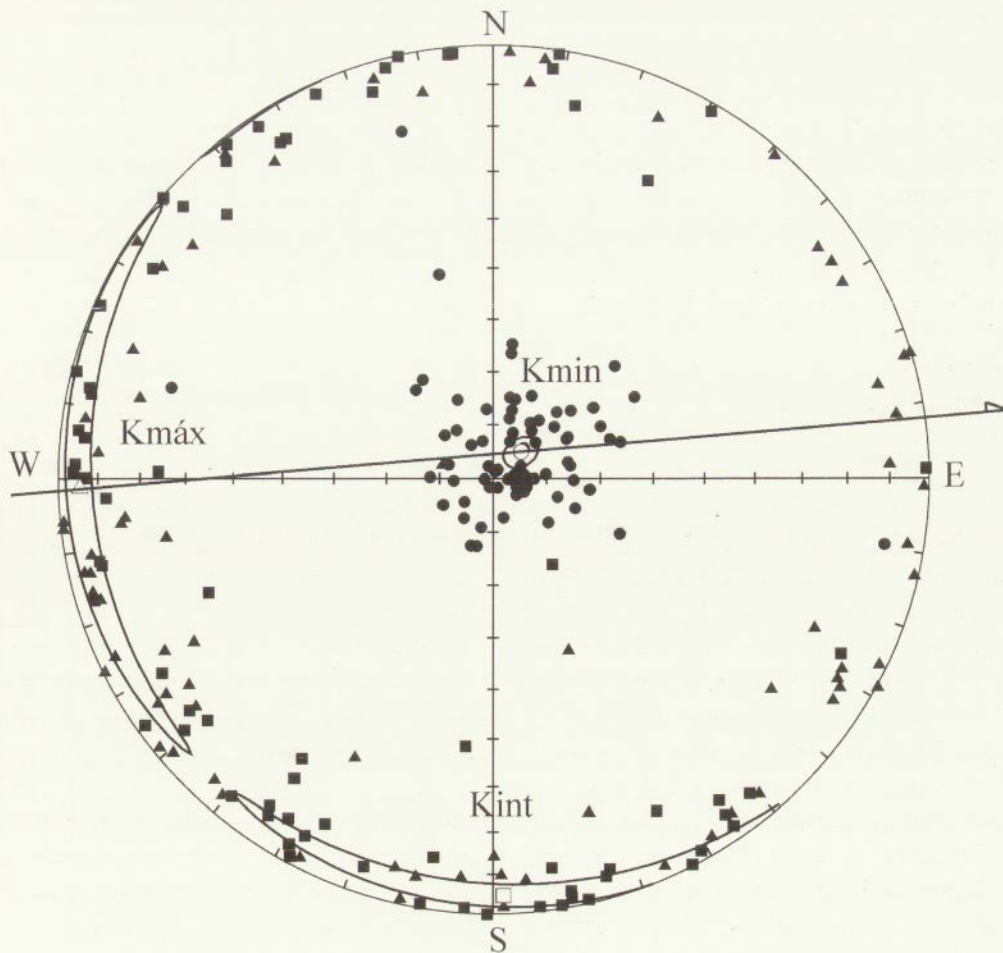


FIGURA 1B

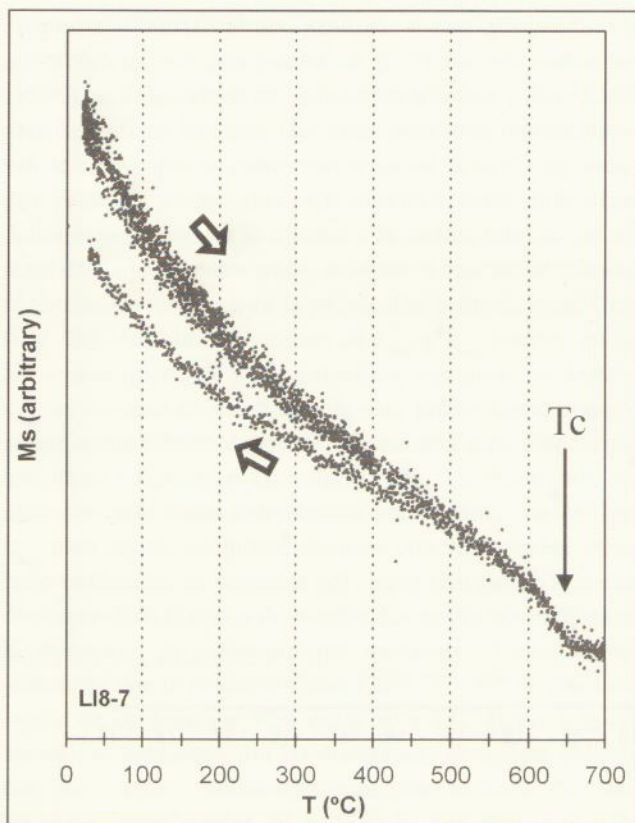


FIGURA 2

Estas interpretaciones son concordantes con la información de los estudios petrográficos realizados en estas muestras.

DESIMANACIÓN TÉRMICA

La desimanación térmica es la única que puede aislar la componente primaria en sedimentos rojos. Se han utilizado magnetómetros criogénicos dada la débil señal magnética de este tipo de sedimentos. En las dolomías tableadas de Imón (Jurásico inferior) y en las muestras triásicas dolomitizadas la señal magnética es inestable, y no se preserva la remanencia primaria. En los diagramas de Zijdeveld del resto de las muestras se distinguen tres componentes magnéticas: las reimanaciones de polaridad normal presentes en todas las muestras, y la remanencia primaria (de temperatura de desbloqueo más alta, asociada a la hematites) de polaridad tanto normal (Fig. 5a) como invertida (Fig. 5b).

CONCLUSIONES

La integración de los estudios petrológicos con otros de magnetismo de rocas permite correlacionar las distintas litologías de los sedimentos triásicos con sus propiedades

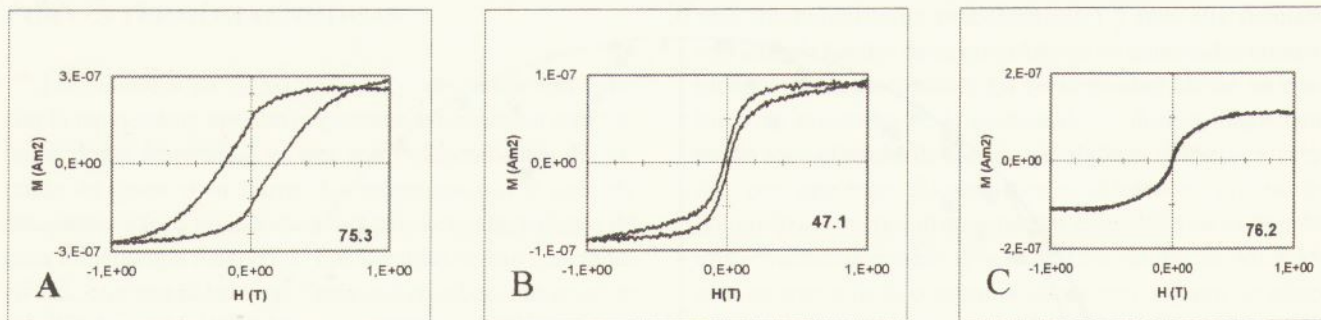


FIGURA 3

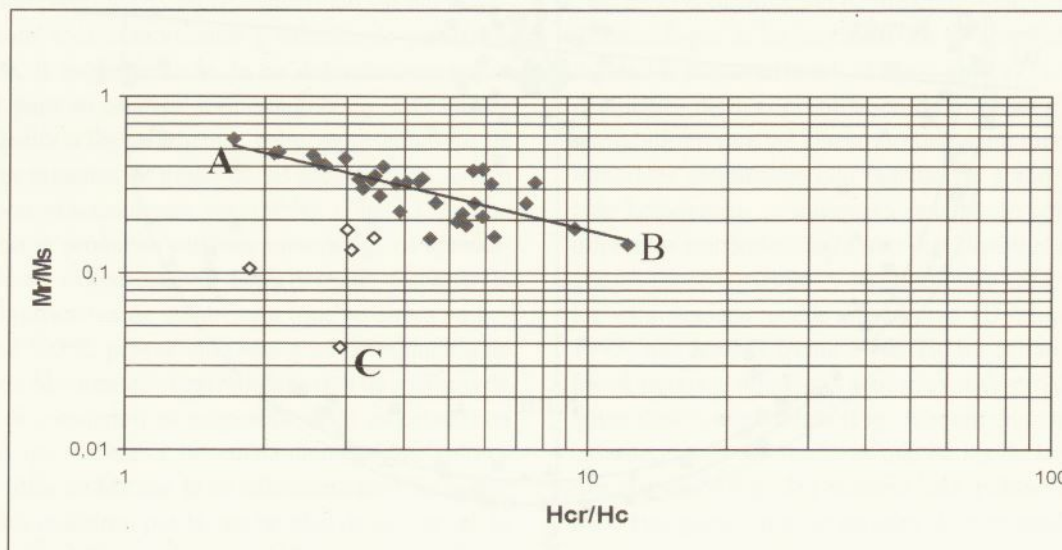


FIGURA 4

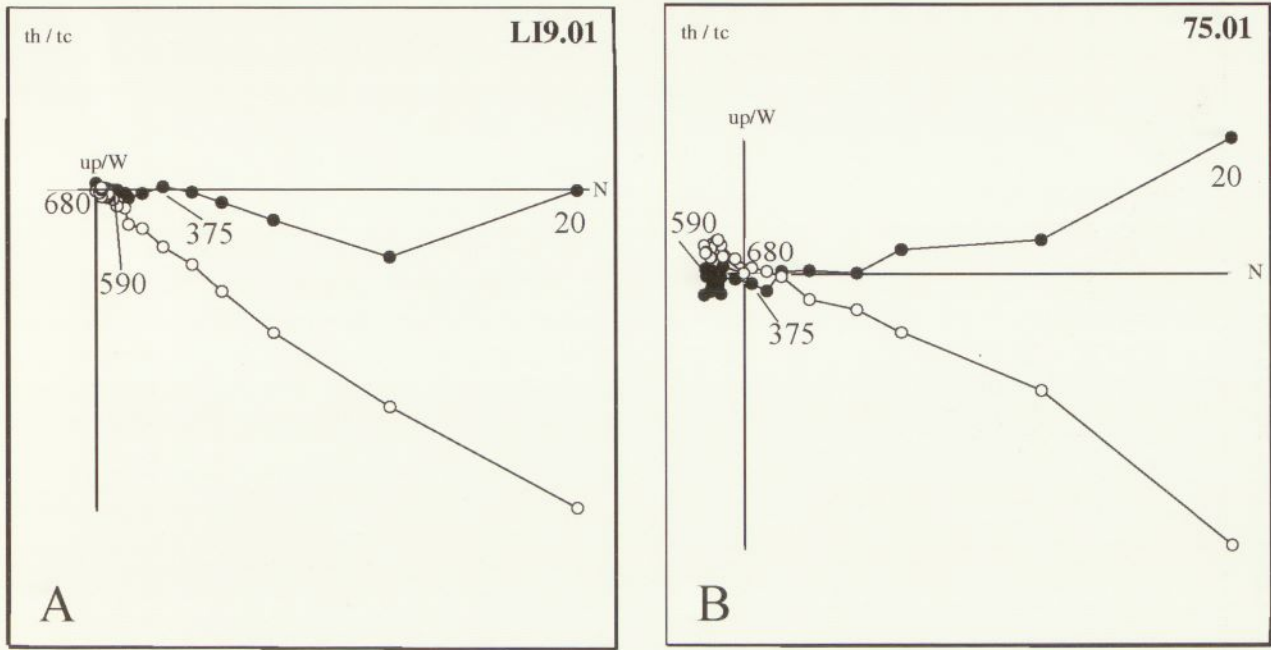


FIGURA 5

magnéticas, lo que es imprescindible para la correcta interpretación de su estudio paleomagnético.

La anisotropía de la susceptibilidad permite identificar las capas que no poseen fábrica sedimentaria. También permite reconstruir la dirección de aporte de la paleocorriente triásica.

Las remagnetizaciones de polaridad normal presentes en todas las muestras han sido interpretadas como el resultado del solapamiento de una primera componente asociada al campo geomagnético actual (a veces claramente asociada a la presencia de *goethita*) con otra remagnetización más antigua, y de mayor temperatura de desbloqueo que la anterior (asociada a *titanomagnetitas* con diferentes porcentajes de riqueza en Ti), probablemente relacionada con las fases extensionales de la Cuenca Ibérica durante el Cretácico.

La remanencia primaria se preserva mejor en los sedimentos de grano más fino, con un menor grado de solapamiento con la remagnetización de alta temperatura.

Los procesos diagenéticos, como los diferentes grados de dolomitización presentes en algunas capas triásicas, impiden en ellas reconocer con precisión su componente original. Asimismo la dolomitización de los sedimentos jurásicos impide interpretar su señal magnética.

Se ha podido aislar la componente de magnetización característica triásica, asociada a la *hematites* (con saturaciones de histéresis superiores a los 300 mT y temperaturas de Curie ligeramente inferiores a 680°), de polaridad predominantemente invertida, entre 575-620°C hasta 700°C.

AGRADECIMIENTOS

Laboratorio de Paleomagnetismo "Fort Hoofdijk" (Utrecht University, Holanda).

Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (México DF, México).

Proyecto de investigación PB95-0921 (M.E.C.).

REFERENCIAS

- Day, R., Fuller, M.D. y Schmidt, V.A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Intr.*, 13: 260-267.
- Dunlop, D.J. y Özdemir, Ö. (1997): *Rock magnetism: Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp.
- King, R.F. (1955): The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Not. R. Astr. Soc.*, 7: 115-134.
- Mullender, T.A.T., van Velzen, A.J. y Dekkers, M.J. (1993): Continuous drift correction and separate identification of the ferrimagnetic and paramagnetic contributions in thermomagnetic runs. *Geophys. J. Int.* 114: 663-672.
- Roberts, A.P., Cui, Y. y Verosub, K.L. (1995): Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.*: 17909-17924.
- Tarling, D.H. y Hrouda, F. (1993): *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217 pp.