

Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chacopampeana

Carlos A. VASQUEZ¹, Ana M. WALTHER¹, María J. ORGEIRA¹, Inés M. DI TOMMASO¹, Horacio LIPPAI², Susana ALONSO² y Juan F.A. VILAS¹

¹ Laboratorio de Paleomagnetismo, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CONICET

² CIRGEO (CONICET)

ABSTRACT: *Rock magnetism and its application to palaeosols: a pilot study in a loess-palaeosol sequence of the Chacopampean region.* Rock magnetism techniques were applied to the study of the palaeosols and loess in the Chaco-Pampean plain region, Buenos Aires, Argentina; in addition, several types of non magnetic analysis were carried out: chemical analysis of ferrous and ferric, titanium and magnesium ions and x-Ray diffraction. The magnetic susceptibilities of the Argentine palaeosol and loess exhibit different trends to those observed in the well known chinese examples with which they are compared. In the Chacopampean succession the susceptibility of the loess is higher than that of the palaeosol. This can be explained by differences in the parental material imparting different magnetic properties.

Introducción

El estudio de los suelos y paleosuelos utilizando propiedades magnéticas, ya estaba en pleno desarrollo en los años 70 (Mullins 1977). Sin embargo, no es hasta los 90 que dicho tema alcanza plena madurez, a partir de desarrollos de técnicas e instrumentos aplicados a magnetismo de rocas. Es en los estudios de las secuencias de loess-paleosuelos del norte de China (regiones de: Xining, Xifeng) (Hunt *et al.* 1995; Banerjee *et al.* 1993, Verosub *et al.* 1993), en donde la técnica brilló con todo su esplendor. En efecto, allí fue posible inferir las variables paleoclimáticas, a partir de las mediciones de los diferentes parámetros magnéticos (Hunt *et al.* 1995; Xiuming *et al.* 1993).

En la llanura Chaco-pampeana, es posible observar centenares de secuencias de loess-paleosuelos de potencia variable, en general del orden de decenas de metros. Estas secuencias han sido descritas en forma extendida desde el siglo pasado (Ameghino 1889, entre otros). Dentro de la abundante bibliografía publicada sobre estas secuencias, puede citarse la notable contribución de Frenguelli (1957), quien presenta una completa descripción de la unidad aquí estudiada. Estos sedimentos, conocidos tradicionalmente como "Bonaerense", pertenecen a la Fm. Buenos Aires (Parodi y Parodi Bustos 1952). Son sedimentos de origen eólico, de color pardo rojizo y homogéneos desde el punto de vista litológico.

Los antiguos suelos intercalados en los paquetes de loess difieren en su material parental de aquellos observados en China; mientras que estos últimos no

poseen material volcánico, el mismo es muy abundante en la llanura Chaco-pampeana (Frenguelli 1957); por consiguiente, su respuesta magnética debe ser diferente. Así, fue posible observar, en todos los trabajos publicados al presente, que las variaciones de susceptibilidad seguían patrones diferentes: en las secuencias de loess pampeano baja en el paleosuelo (ver entre otros, Nabel 1996; Orgeira *et al.* 1998), en tanto en las secuencias de loess chino en los paleosuelos sube. Es de destacar que tanto en el loess chino como en el pampeano el valor de la susceptibilidad magnética por unidad de masa es del mismo orden de magnitud, así como también las diferencias en susceptibilidad loess-paleosuelo.

Si bien los portadores magnéticos constituyen una fracción minoritaria dentro de las rocas y los suelos (O'Reilly 1984), su sensibilidad a los cambios químicos los vuelven excelentes detectores de los cambios ambientales (Verosub *et al.* 1993). Los cambios en los portadores magnéticos pueden ser detectados por diferentes métodos:

-Químicos: Mediante este método es posible cuantificar la cantidad de hierro total y las fracciones férrica y ferrosa. Sin embargo, no es posible distinguir las diferentes mineralogías magnéticas, las cuales sufren transformaciones que varían de acuerdo a los cambios ambientales.

-Rayos X: Los métodos de difracción de rayos X, permiten distinguir las diferentes mineralogías, siempre y cuando la cantidad de minerales presentes supe-

re un límite mínimo. En los suelos en particular, la fracción magnética presente es muy pequeña, siendo habitualmente muy difícil detectarla con esta técnica.

- Espectroscopía Mosbauer: Tiene las mismas limitaciones básicas que los rayos X.

- Métodos magnéticos: Son los más sensibles, siendo el objeto de estudio del presente artículo.

El perfil muestreado corresponde a una excavación sita en la ciudad de Buenos Aires, en la calle Fray Justo Santa María de Oro, entre CerViño y De María, que se extiende con una potencia aproximada de 2m desde -4 m bajo el nivel de la vereda (cota de vereda 5m sobre el nivel del mar). Los sedimentos son correlacionables a la Formación Buenos Aires, de edad magnética Bruhnes (menor a 0,7 Ma). Se tomaron muestras de 12 niveles. Los 3 inferiores en el loess infrayacente, del nivel 4 hasta el nivel 10 en el paleosuelo, y los niveles 11 y 12 en el loess suprayacente.

Breve descripción de los métodos, propiedades y materiales magnéticos

Para el estudio de los métodos magnéticos es necesario tomar en consideración algunos conceptos asociados al magnetismo. En lo que sigue, se seguirán las normas internacionales actuales, por lo que en algunos libros de texto antiguo pueden encontrarse discrepancias de nombres y unidades.

Susceptibilidad magnética (SM): Se denomina así, a la relación entre el campo magnético aplicado a una muestra y el momento magnético adquirido por la misma:

$$X = m/H \quad (1)$$

donde X es la susceptibilidad, m es momento magnético y H el campo magnético aplicado.

Si la relación (1), se cumple para todo valor de campo H, los materiales se denominan paramagnéticos si $x > 0$ o diamagnéticos si $x < 0$. Si la susceptibilidad depende del campo aplicado, el material se denomina ferromagnético. La susceptibilidad así definida es una propiedad cuya unidad de medida en el sistema internacional (SI), es m^3 . Si se la expresa por unidad de volumen, en el sistema internacional es un número adimensional, y por unidad de masa es m^3/kg .

La medición de susceptibilidad, se realiza utilizando campos alternos usualmente bajos, y la respuesta depende de la frecuencia utilizada. El susceptímetro Bartington realiza mediciones a dos frecuencias diferentes (470 Hz y 4700 Hz), lo cual permite identificar la fracción superparamagnética (SP) presente. Para ello se utiliza el denominado factor $f = (\text{Susc. baja frec.} / \text{Susc. alta frec.}) / \text{Susc. baja frec.}$

Histéresis Magnética (HM): En los materiales ferromagnéticos, según ya se indicó, la susceptibilidad cambia con el campo aplicado, de forma tal que no se verifica una relación lineal entre el momento magnético y el campo aplicado. En efecto, una vez retirado el campo el material queda con una magnetización remanente, siendo esta la característica esencial que distingue el ferromagnetismo. Si a un material se le aplica un campo magnético y simultáneamente se observa la magnetización al variar el campo, se obtiene el denominado ciclo de histéresis. El ciclo de histéresis queda caracterizado por los siguientes parámetros:

Magnetización de saturación (Ms), Campo coercitivo (Hc ó Bc), Magnetización Remanente (Mr).

Magnetización Remanente Isotérmica (MRI): Es la adquirida en campo magnético constante a temperatura ambiente. La determinación de la magnetización en función del campo aplicado, queda caracterizada por los siguientes parámetros: Magnetización remanente de saturación (Msr) y Coercitividad de la remanencia (Bcr ó Hcr) (campo magnético requerido para eliminar el Msr).

Desmagnetización por campos alternos (AF): Cuando un material ferromagnético magnetizado, es sometido a campos magnéticos alternos cuya amplitud varía en el tiempo, el mismo se desmagnetiza; el fenómeno se explica a partir del ciclo de histéresis. En el proceso la muestra es desmagnetizada a diferentes valores de campo máximo, observándose luego el decaimiento de la magnetización en función del pico de campo aplicado. Los minerales ferromagnéticos poseen un espectro de fuerzas coercitivas que los caracteriza. Dentro de los parámetros que gobiernan este fenómeno, cabe citar el campo destructivo medio (H1/2) (valor de campo AF que reduce en 1/2 la magnetización remanente).

Desmagnetización por altas temperaturas-Test de Lowrie (TL): La aplicación de altas temperaturas a una muestra previamente magnetizada con diferentes campos en direcciones ortogonales, produce una desmagnetización de la misma, de acuerdo al rango de temperaturas de bloqueo de los diferentes minerales que intervienen en su composición. Sobre la base de ello, es posible caracterizar el material analizado de acuerdo al rango de coercitividades afectados por la temperatura (Lowrie 1990).

Desmagnetización por bajas temperaturas (BT): Consiste en dejar calentar una muestra, desde temperaturas cercanas a 80 K, hasta temperatura ambiente, monitoreando la magnetización a medida que cambia su temperatura.

Magnetización remanente anhistórica (MRA): La muestra adquiere una magnetización cuando es so-

metida a un campo alterno y al mismo tiempo se le aplica un campo continuo, de magnitud usualmente cercana al terrestre. El efecto que tiene este tipo de magnetización sobre las diferentes mineralogías permite identificarlas.

Materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos

Hasta ahora se mencionó a los minerales ferromagnéticos en sentido amplio. Sin embargo, dentro de los materiales ferromagnéticos existen tres categorías diferentes: ferromagnéticos *sensu stricto* (hierro, cobalto); ferrimagnéticos (magnetita, titanomagnetitas, maghemita, entre otros) y antiferromagnéticos (hematita, goethita, entre otros). Estos materiales tienen diferentes respuestas frente a los campos magnéticos, ya que su estructura cristalina difiere sensiblemente. En los suelos se encuentran minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos; como regla general, se puede afirmar que, a tempera-

tura ambiente, los materiales ferrimagnéticos son más fáciles de magnetizar que los antiferromagnéticos, y por lo tanto son menos duros a la desmagnetización por campos magnéticos, siendo entonces su susceptibilidad mayor.

Resultados obtenidos

Susceptibilidad

La medición de susceptibilidad fue realizada con un susceptibilímetro Bartington MS2. Los valores obtenidos a dos frecuencias (470 Hz y 4700 Hz), pueden observarse en la Fig. 1a. La variación de susceptibilidad sigue una tendencia opuesta a la observada en las secuencias loess-paleosuelos de China (Hunt *et al.* 1995). Los valores de susceptibilidad fluctúan en un rango de $1.5E-7$ m³/kg a $5E-7$ m³/kg. La medición a dos frecuencias no muestra ninguna diferencia significativa por lo que no es posible inferir una fracción significativa de magnetita superparamagnética ($d < 30$ nm).

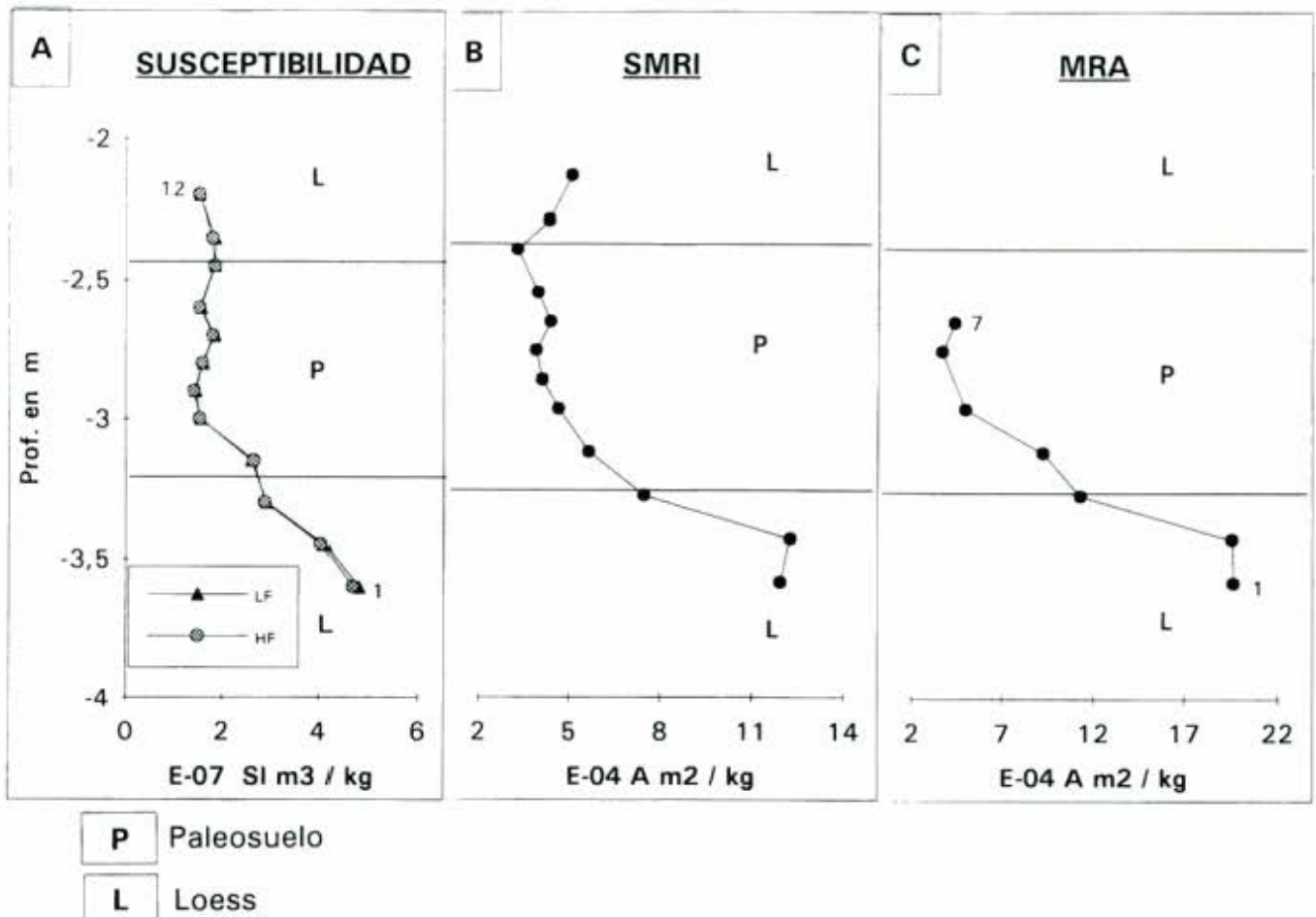


Figura 1: a, susceptibilidad magnética medida a dos frecuencias (baja 470 y alta 4700Hz); b, Magnetización remanente isotérmica de saturación (SIRM) de especímenes provenientes de los niveles muestreados; c, Magnetización remanente anhistórica de especímenes provenientes de los niveles muestreados.

La susceptibilidad en el loess Chino muestra un aumento cercano a tres veces en los paleosuelos; en la zona del paleosuelo aquí estudiada (loess de la llanura Chaco-pampeano) se observa una disminución en la susceptibilidad respecto al loess infrayacente, del mismo orden de magnitud, según puede observarse en la Fig. 1a.

Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) y Magnetización Remanente Anhistórica (MRA)

En las Figs. 1b y 1c se ha representado en Msr y el MRA, respectivamente. De acuerdo a lo observado (disminución de los citados parámetros, análoga al comportamiento de la susceptibilidad), se podría inferir que la cantidad de ferrimagnéticos varía al entrar en el paleosuelo. Si sólo se analizaran estos dos parámetros, podría concluirse que en el paleosuelo, se produce un cambio en la concentración de los ferrimagnéticos y/o una variación en el tamaño de grano. Sin embargo, como se verá más adelante, la medición de otras propiedades magnéticas (relación S, Bcr, etc.) muestra que hay contribuciones de otra fracción magnética.

Las curvas de adquisición de la Magnetización Remanente Isotérmica (Fig. 2), señalan nuevamente un comportamiento netamente comandado por las magnetitas y titanomagnetitas (Dankers 1978; Dek-

kers 1988), no pudiéndose de aquí inferir presencia de antiferromagnéticos.

Por otra parte, se calculó la relación S (Fig. 3a). Mediante este parámetro se obtiene la fracción de ferri/antiferromagnéticos presentes. Si se aleja de 1, indica la presencia de antiferromagnéticos, en tanto si es cercana a 1, la mineralogía presente es ferrimagnética. Como puede observarse en la citada figura, en el paleosuelo su valor se mantiene próximo a 0,8, mientras que en los niveles de loess se aproxima a 1.

Campos coercitivos

La medición de la coercitividad de la remanencia (Bcr) (Fig. 3b), indica claramente la presencia de antiferromagnéticos. En los niveles de loess se observa un valor cercano a 50 mT, mientras en el paleosuelo y en el loess suprayacente aumenta hasta 100 mT. Estos valores son indicadores de una mezcla de ferri y antiferromagnéticos. El campo destructivo medio (H1/2) (Fig. 3c) muestra un ascenso en los niveles de paleosuelos, indicando la presencia de antiferromagnéticos (Dankers 1978) y/u otros minerales de alta coercitividad.

Mediciones a bajas temperaturas

Las mediciones a bajas temperaturas consistie-

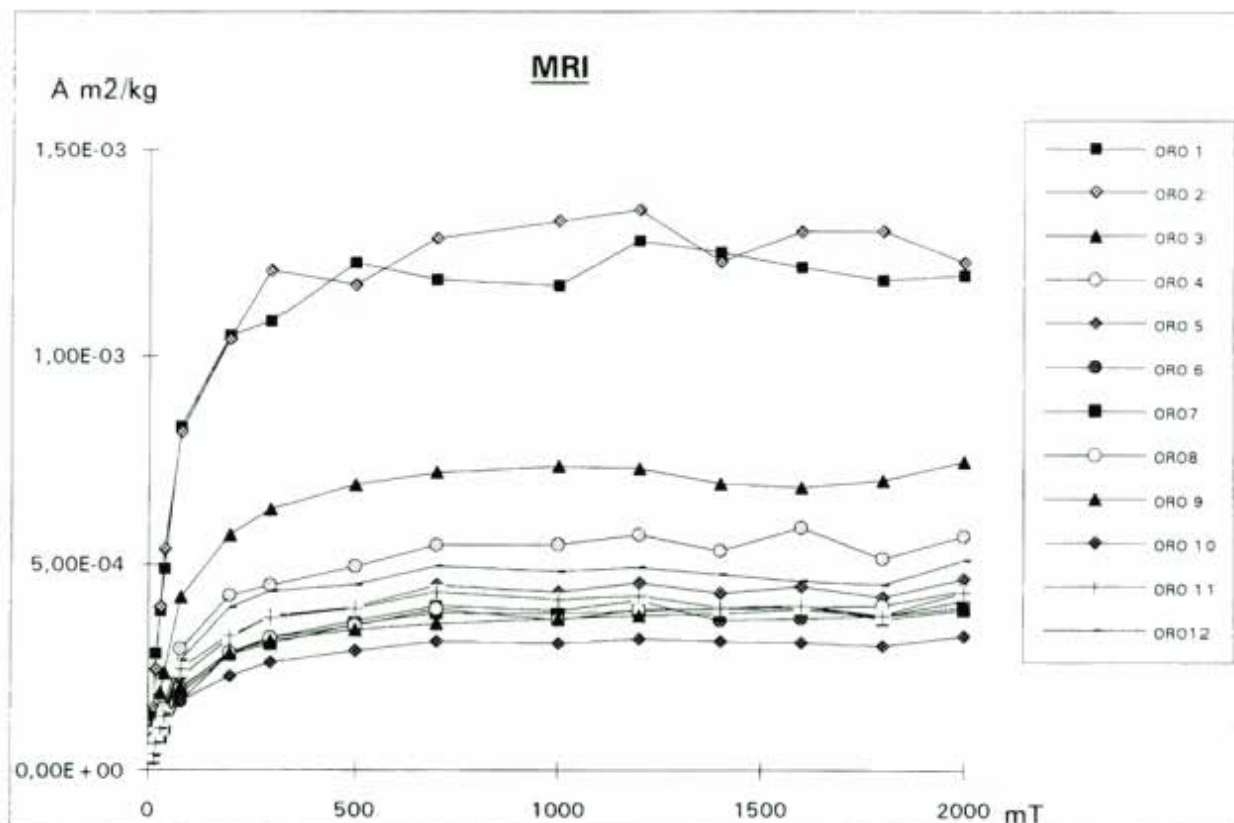


Figura 2: Curvas de adquisición del magnetismo remanente isotérmico (IRM) de especímenes provenientes de los niveles muestreados.

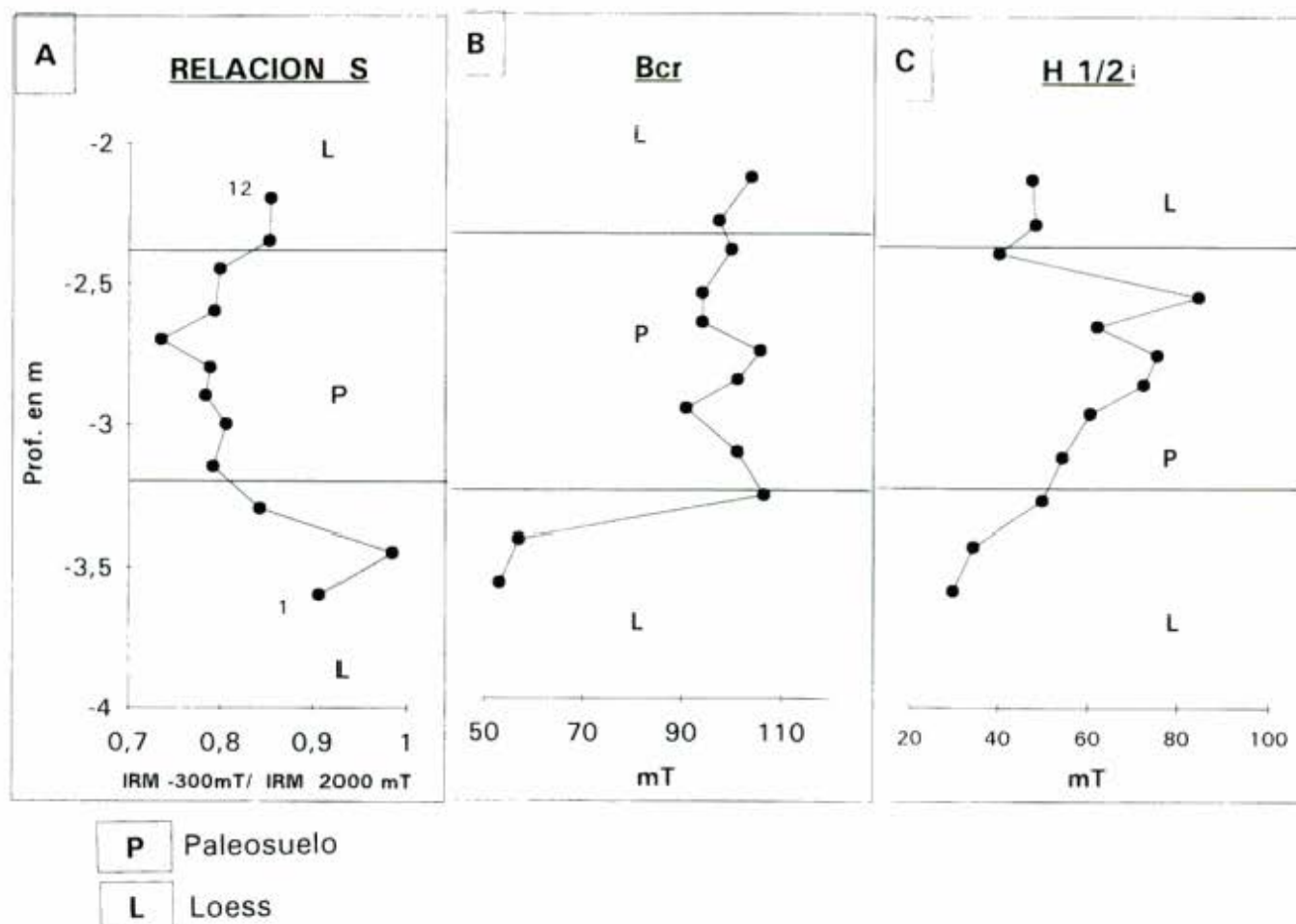


Figura 3: a, Relación S [$s \text{ ratio} = (\text{IRM } -300\text{mT}) / \text{IRM } 2\text{T}$] de especímenes provenientes de los niveles muestreados; b, Coercitividad de la remanencia (Bcr) de especímenes provenientes de los niveles muestreados; c, Campo medio de adquisición de la SIRM ($H_{1/2i}$) de especímenes provenientes de todos los niveles muestreados.

ron en sumergir la muestra, magnetizada previamente, en aire líquido, y luego monitorear su magnetización, a medida que se calentaba hasta temperatura ambiente en campo magnético nulo. Estas mediciones muestran ascensos en la magnetización inicial, que en algunos casos triplica su valor. Este comportamiento conspicuo, es característico de la goethita (Dekkers 1988; Özdemir y Dunlop 1996). Ejemplos de este comportamiento magnético pueden observarse en la Fig. 4. En las muestras de loess infrayacente, el incremento en la magnetización inicial es muy pequeño, en el material perteneciente al paleosuelo el valor aumenta hasta llegar casi a triplicar el valor inicial. En los niveles 11 y 12 (loess suprayacente) se observó un incremento de la magnetización inicial del orden del 50%. No se detectó fehacientemente goethita en los niveles de loess infrayacente aquí analizados.

Test de Lowrie

El test de Lowrie (Lowrie 1990) permite identificar

diferentes mineralogías mediante el estudio de las fuerzas coercitivas de remanencia de una muestra, sometiéndola a tres diferentes campos magnéticos en direcciones mutuamente ortogonales y luego aplicarle procesos de desmagnetización térmica. Se aplicaron campos de 0,3T, 2,3T y 4T con el objeto de separar las componentes de baja, intermedia y alta coercitividad, respectivamente; posteriormente se efectuaron desmagnetizaciones térmicas con lavados progresivos desde 100° C hasta 700° C cuando ello fue posible.

En gran parte de los especímenes tratados se infirieron transformaciones mineralógicas durante el proceso de calentamiento. Ello se puso de manifiesto por un marcado incremento del magnetismo remanente residual durante el tratamiento y variaciones bruscas en la susceptibilidad magnética (> a 1 orden de magnitud).

No obstante lo expresado en el párrafo precedente algunas observaciones pudieron efectuarse. En primera instancia en todos los niveles muestreados se encontraron minerales magnéticos de alta, media y baja coercitividad. Las intensidades mayores co-

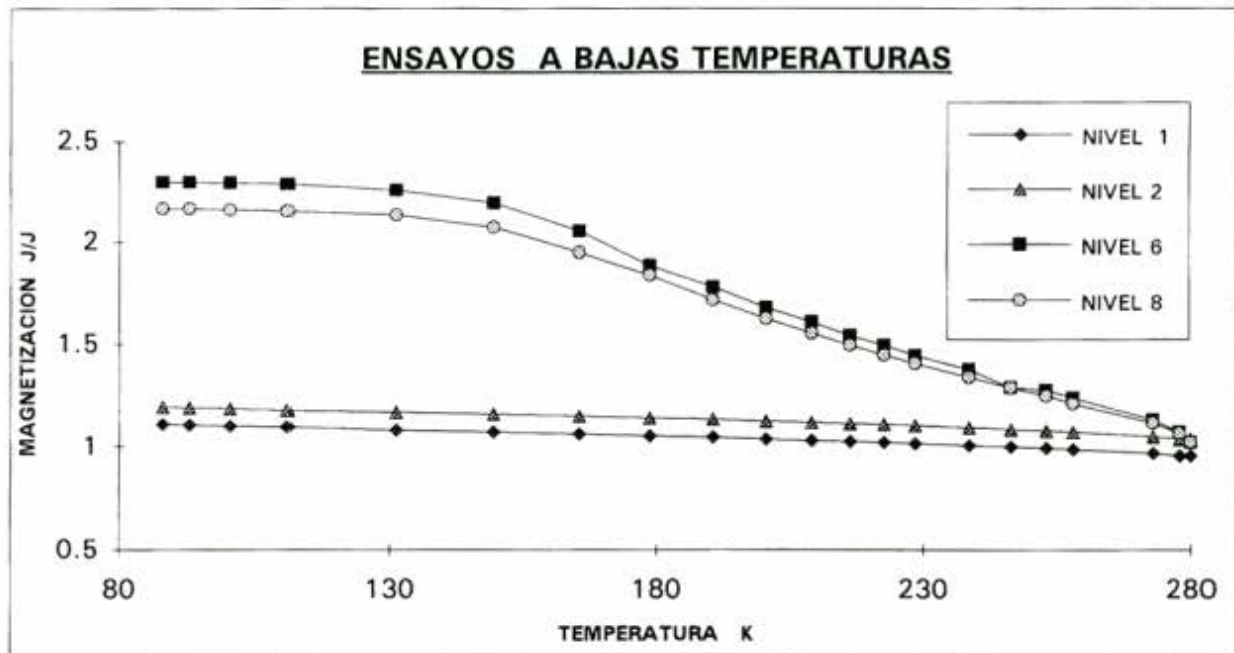


Figura 4: Comportamiento magnético de la SIRM a bajas temperaturas: temp. aire líquido a temp. ambiente.

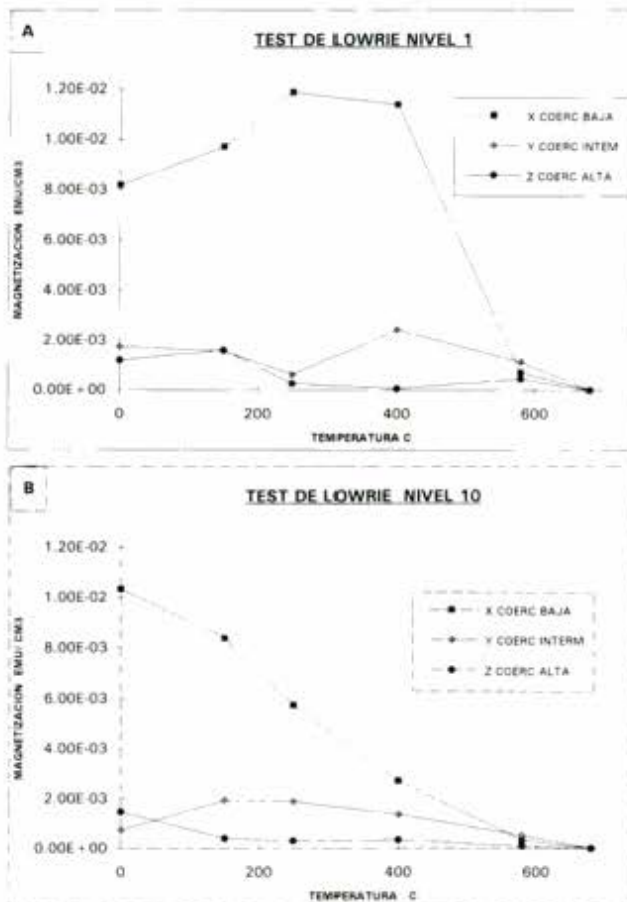


Figura 5: Test de Lowrie (1990) en los especímenes provenientes de a) nivel 1 (loess) y b) nivel 10 (paleosuelo).

respondieron siempre a los de baja coercitividad. En aquellas muestras que no mostraron variaciones significativas de susceptibilidad durante el tratamiento se observó que las curvas de desmagnetización térmica de los minerales de baja coercitividad son consistentes con magnetita y titanomagnetita, ya que ellas muestran un espectro de temperaturas de bloqueo correspondientes a los citados minerales (Dankers 1978). Como ejemplo, puede observarse en la Fig. 5a el comportamiento de una muestra proveniente del nivel 1 (loess); el espectro de temperaturas de bloqueo corresponde a magnetita (aprox. 580° C). En la Fig. 5b (nivel 10 de paleosuelo) se observan espectros de temperaturas de bloqueo que son consistentes con la presencia de titanomagnetitas (rango entre 200° y 580° C).

Análisis químicos

Para realizar la determinaciones, las muestras fueron molidas en mortero de ágata y secadas a 100-105° C. Los siguientes métodos fueron utilizados:

Férrico y manganeso: Disgregación ácida y absorción atómica. Medidas contra estándares ANDESITA AGV-1, GRANITO G-2 y W 1 (U.S. Geological Survey). Incerteza del método: 0.02% (Fig. 6d)

Ferroso: Volumétrico del U.S. Geological Survey. Incerteza del método: 0.05%. (Fig. 6b)

Como puede observarse en las citadas figuras, los contenidos de los elementos determinados no varían sustancialmente a lo largo de la columna sedimenta-

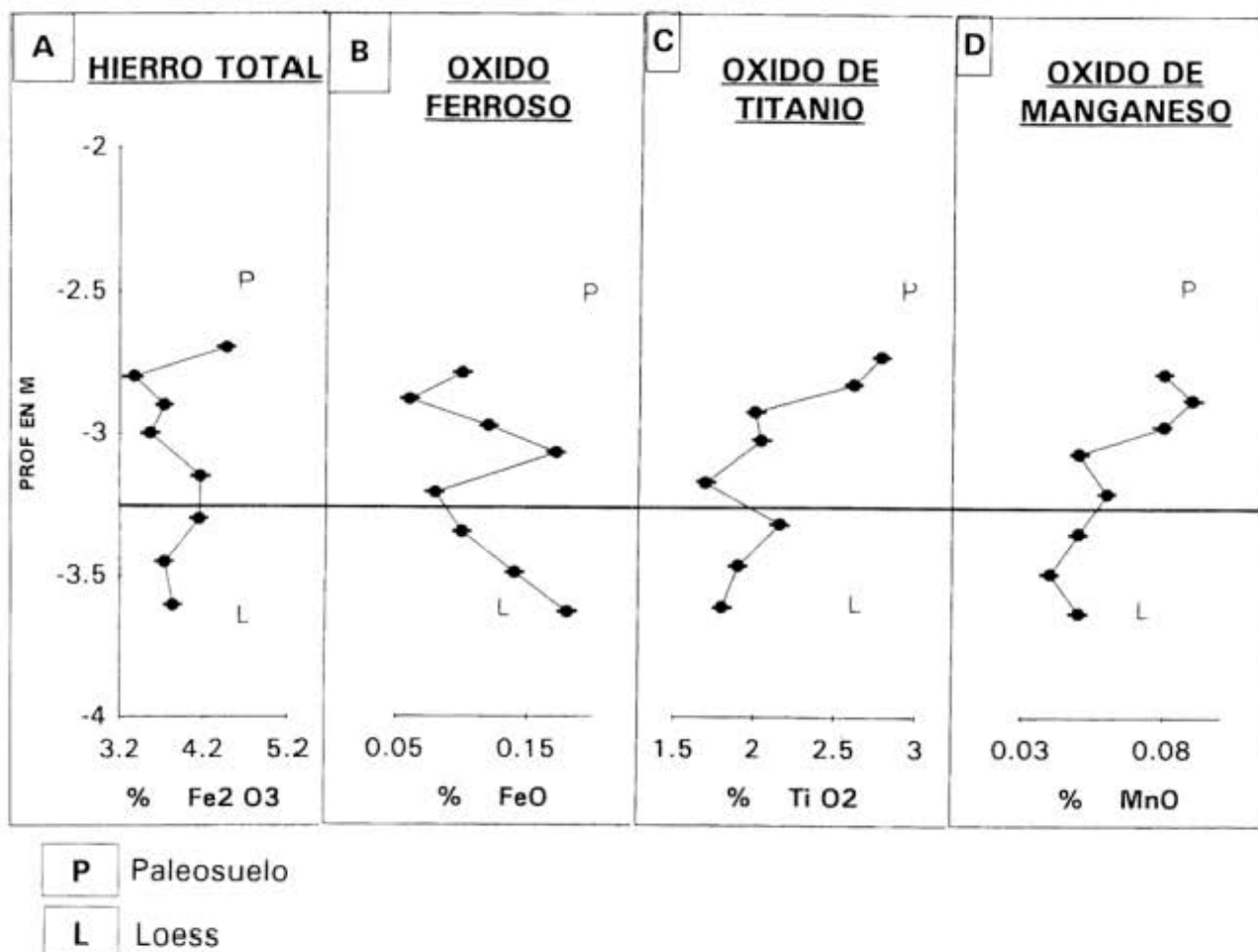


Figura 6: Análisis químicos, a) hierro total, b) hierro II, c) óxido de Ti, d) óxido de Mn.

ria. El contenido de hierro total (Fig. 6a) se mantiene en alrededor del 3,5 % en todos los horizontes. De los resultados obtenidos, se puede inferir que el hierro no sufrió procesos migratorios importantes, no observándose zonas de acumulación.

Resultados de rayos X

Muestras provenientes de los niveles 2 y 9 fueron analizadas mediante rayos X. Se utilizó un difractor Philips 1130. Una de las muestras se repitió utilizando equipo automático Siemens 5000, obteniéndose resultados similares.

Los minerales identificados fueron: illita, smectita, cuarzo, plagioclasas. Además, dadas las características de la radiación de fondo y su comportamiento frente a los cambios de tubo, se consigna la presencia de vidrio. Se detectó la posible presencia de magnetita, observándose reflexiones que podrían pertenecer a hematita y goethita. En el caso de mezclas de minerales con fases francamente mayoritarias, con muchas líneas (p.ej.: feldespatos), la identificación de componentes muy minoritarios (como los minerales ferromagnéticos objeto de este estudio) es muy difícil.

Discusión de los resultados

Las magnitudes de los parámetros indicadores de las fuerzas coercitivas (B_{cr} , $H_{1/2}$; Fig. 3b y 3c), observadas en el paleosuelo estudiado, indican que no es posible asignarle dichas propiedades magnéticas a una fracción representada por titanomagnetitas y/o magnetita; los espectros de fuerzas coercitivas encontrados superan los valores máximos atribuidos a estos minerales. Cabe asignarlos entonces a una mezcla de minerales de altas y bajas fuerzas coercitivas, esto es la participación de materiales antiferromagnéticos: como hematita y/o goethita.

En particular la goethita es una variedad mineral de hidróxido de hierro; las otras dos variedades, lepidocrocita y akagaenita, son paramagnéticas y no contribuyen a las fuerzas coercitivas, ya que no poseen remanencia. Las pruebas a bajas temperaturas efectuadas (Fig. 4) han aportado datos que permiten inferir la presencia de goethita (Dekkers 1988); la magnetización remanente a baja temperatura aumenta a medida que se penetra en el paleosuelo lo que estaría indicando un aumento progresivo en la cantidad de goethita.

La generación de goethita en los suelos, ocurre por diversos procesos: meteorización de los silicatos de Fe, oxidación de magnetita, sulfatos y carbonatos de Fe e hidratación de hematita (Zitzmann 1978; Dekkers 1988).

El decrecimiento en el paleosuelo de parámetros como X y Mrs están señalando una disminución de la fracción ferrimagnética presente. Ello sumado a la aparición de goethita en los mismos niveles estaría sugiriendo la alteración parcial de magnetitas y/o titanomagnetitas con una consecuente génesis de goethita. El hecho que la presencia de dicho mineral no sea observado en las curvas de desmagnetización térmica (transformación a 200° C, Dekkers 1988) puede deberse a que es enmascarada en la magnetización remanente por la fracción ferrimagnética, más abundante y de baja coercitividad.

De los resultados obtenidos, se puede entonces afirmar que el paleosuelo estudiado tienen como componente magnético principal a la magnetita-titanomagnetita, cuya señal es la más importante. Sin embargo, superpuesta a esta señal se detecta la presencia de otros minerales como la goethita. El aporte de la fracción paramagnética, en la susceptibilidad no sería despreciable dada la gran cantidad de dichos minerales presentes.

De los datos analizados se pueden inferir que la diferencia en el comportamiento de la susceptibilidad del paleosuelo aquí estudiado de la llanura Chaco-pampeana, comparada con los de China, obedece al origen diferente del material parental, pero no a diferencias sustanciales en los procesos relacionados a un cambio climático.

Conclusiones

Los procesos pedogenéticos que se dan en los paleosuelos de la Prov. de Buenos Aires y en China, dan lugar a cambios mineralógicos que pueden ser detectados por la variación de las propiedades magnéticas, que si bien son diferentes por tener distinto material parental pueden ser atribuidas a causas similares. Por lo tanto los estudios de magnetismo ambiental pueden ser aplicados a estudios paleoclimáticos. El método magnético ha resultado el más sensible para encarar este tipo de estudios en sedimentos tipo loess-paleosuelos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires (UBA) (subsidió UBACYT ex 012); al Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" del Depto. de Ciencias Geológicas de la Facultad Ciencias Exactas y Naturales de la UBA; al CIRGEO (Consejo Nacional de Investiga-

ciones Científicas y Técnicas- CONICET); y al CONICET.

Asimismo, agradecen a los árbitros: H. Bonhel (México) y Jaume Dinarés Turell (España) por sus valorables comentarios que han contribuido a mejorar este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la Rep. Argentina. Academia Nacional de Córdoba: 1027 p.
- Banerjee, S. K., Hunt, C.P. y Xiu-Ming Liu, 1993. Separation of local signal from the regional paleosoon recorded in the Chinese plateau: a rock magnetic approach. *Geophysical Research Letters*, 20 (9): 843-846.
- Dankers, P. H. M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Ph.D. Thesis, University of Utrecht, 143 p. Utrecht.
- Dekkers, M. J., 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine grained hematite. *Geologica Ultraiectina*, N 51. Ph. D. Thesis, University of Utrecht, 231 p. Utrecht.
- Frenguelli, J., 1957. Loess y limos pampeanos. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Serie Técnica y Didáctica, 7, 88 p. La Plata.
- Hunt, P. C., Banerjee, S. K., Han J., Solheid, P. A., Oches, E., Sun, W. y Liu, T., 1995. Rock magnetic proxies of climate changes in the loess-paleosol sequences of western Loess Plateau of China. *Geophysical Journal International*, 123: 232-244
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercitivity and unblocking temperatures properties. *Geophysical Research Letters*, 17: 159-162
- Mullins, P., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil sciences. *Journal of Science*, 14: 179-187.
- Nabel, P., 1996. Aspectos ambientales registrados en los suelos de la región pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (2): 147-155. Buenos Aires.
- O'Reilly, W., 1984. Rock and mineral magnetism. Chapman and Hall, 220 p. New York.
- Orgeira, M. J., Walther, A. M., Vázquez, C. A., Di Tommaso, I. M., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang Hu y Vilas, J. F. A., 1996. Magnetismo ambiental: loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 91-100.
- Özdemir, O. y Dunlop, D. J., 1996. Thermoremanence and Néel temperature of goethite. *Geophysical Research Letters*, 23 (9): 921-924.
- Parodi, L. J. y Parodi Bustos, 1952. Apuntes para la geología de la costa atlántica de la Pcia. de Buenos Aires, con descripción de la Fm. Malacara. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 153, (4): 139-156, Buenos Aires.
- Verosub, K.L., Fine, P., Singer, M.J. y TenPas, J., 1993. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. *Geology*, 21: 1011-1014
- Xiuming, L., Shaw, J., Tungsheng, L. y Heller, F., 1993. Magnetic susceptibility of the Chinese loess-paleosol sequence: environmental change and pedogenesis. *Journal of the Geological Society*, 150: 583-588
- Zitzmann, A., 1978. The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Vol 2. *Bund. Geowiss. Rohst.* 386 p. Hannover (Schwizpart).

Recibido: 28 de noviembre, 1996

Aceptado: 25 de febrero, 1998