

Magnetismo de rocas en suelos actuales de la Pampa Ondulada, provincia de Buenos Aires, Argentina. Vinculación del clima con el comportamiento magnético

**María Julia Orgeira^{1,2,*}, Carlos Alberto Vásquez^{1,3}, Rosa Hilda Compagnucci^{1,2},
Irene Raposo⁴ y Fernando Xavier Pereyra⁵**

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

² Departamento de Ciencias Geológicas y Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Cd. Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina.

³ CBC, Universidad de Buenos Aires, Cd. Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina.

⁴ Institute of Geoscience, Universidade do Sao Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-900, São Paulo-SP, Brazil.

⁵ Servicio Geológico Minero Argentino, Secretaría de Minería de la Nación, Av. Julio A. Roca 651, Buenos Aires, Argentina.

* orgeira@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

En la presente contribución se reportan los resultados del estudio de Argiudoles en dos localidades (Zárate y Verónica) de la llanura pampeana, Argentina, área típica a nivel mundial por su cubierta de loess. Los estudios de propiedades magnéticas permitieron determinar la presencia de magnetita y titanomagnetita detrítica, y maghemita, goethita y partículas superparamagnéticas (SP) de origen pedogenético.

En los suelos de Verónica, los contenidos de minerales ferrimagnéticos disminuyeron en los horizontes superiores. El proceso dominante en estos suelos ha sido la pérdida por reducción de la magnetita y titanomagnetita detrítica. Ello se encuentra asociado a una mayor evolución del suelo determinada por las concentraciones y tipo de arcillas detectadas. La mayor concentración de arcillas en estos suelos habría facilitado condiciones más reductoras y una mayor pérdida de partículas magnéticas detríticas asociada a ello. La pérdida se ve reforzada en condiciones de drenaje más deficitarias.

En el suelo pobremente drenado de Zárate se observa una concentración de partículas magnéticas en el horizonte Bt, la cual se asocia a un proceso de iluviación. Para el suelo bien drenado y complejo de esta misma localidad se interpreta la neoformación de partículas SP, las cuales tendrían una vida efímera hasta un nuevo período húmedo en el ciclo anual.

Si bien algunas características de la señal magnética aparecen reforzadas por las condiciones de drenaje, este aspecto no parece ser demasiado significativo, al menos en la región pampeana, en la que los gradientes topográficos son muy bajos.

Palabras clave: magnetismo ambiental, suelos, argiudoles, llanura pampeana, Argentina.

ABSTRACT

Results of the study of Argiudolls in two localities (Zárate and Verónica) of the Pampean plain, Argentina, are presented in this contribution. This is a typical area covered by loess. The magnetic studies carried out allowed to determine the presence of detrital magnetite and titanomagnetite, as well as maghemite, pedogenic goethite and superparamagnetic particles (SP).

In Verónica soils, a depletion of ferromagnetic minerals is recorded. The dominant process in these soils has been the reductive loss of detrital magnetite and titanomagnetite. This is associated with a greater degree of evolution of the soil, which is determined by the concentration and type of detected

clays. The higher clay concentration in these soils facilitated reducing conditions and a greater loss of detrital magnetic particles. The loss is reinforced under poor drainage conditions.

In the poorly drained soil of Zárate, a concentration of magnetic particles is observed in the Bt horizon, which is associated with an illuviation process. The well drained soil of the same locality shows neoformation of SP particles. These particles would have an ephemeral life until a new wet period in the annual cycle occurs.

Although some characteristics of the magnetic signal appear reinforced by the conditions of drainage, this aspect does not seem to be too significant, at least in the Pampean region with low topographic gradients.

Key words: environmental magnetism, soils, argiudoll, Pampean plain, Argentina.

INTRODUCCIÓN

Los estudios de magnetismo de rocas han sido aplicados en estudios de loess y paleosuelos en numerosas regiones como instrumento útil en el análisis de las variaciones climáticas ocurridas en el Neógeno. Sin embargo, al presente hay más de una hipótesis respecto a la génesis de la señal magnética y en consecuencia aún no se ha establecido su validez global como *proxy*.

Los sedimentos naturales están constituidos por una significativa variedad de minerales magnéticos como magnetita, hematita, titanomagnetita, entre otros, y una mezcla de diferentes tamaños de grano dentro de la fracción magnética. La medición de los parámetros de magnetismo de roca provee información sobre la concentración, tamaño de grano, y mineralogía de la asociación de minerales magnéticos sedimentarios. A partir de diferentes metodologías magnéticas es posible identificar y cuantificar los diferentes minerales (óxidos e hidróxidos de hierro) que responden a comportamientos ferrimagnéticos o antiferromagnéticos. Esta información refleja cambios en la fuente de origen y composición del material detrítico, como así también cambios diagenéticos y pedogenéticos. Es así como el magnetismo ambiental ha sido decisivo en la determinación de la fracción mineralógica ferromagnética pedogenética estrechamente vinculada a las fluctuaciones climáticas (Banerjee and Hunt, 1993; Hunt *et al.*, 1995; Orgeira *et al.*, 1998, 2003; Evans and Heller, 2003, entre otros).

Escasas publicaciones han analizado la relación existente entre parámetros magnéticos de los suelos actuales y sus factores de formación (Dearing *et al.*, 1996; Maher, 1998; Jordanova y Jordanova, 1999; Maher *et al.*, 2003; Geiss and Zanner, 2006; Geiss *et al.*, 2004).

Es evidente que para una clara interpretación de la señal magnética paleoclimática registrada en los paleosuelos, el establecimiento de relaciones entre estas señales en suelos actuales con el clima imperante es de suma relevancia. El análisis de los procesos pedogenéticos actuantes en la formación de los suelos actuales puede ser utilizado para comprender las condiciones de formación de los suelos antiguos y por lo tanto, poder utilizar los paleosuelos para interpretar adecuadamente el registro paleoclimático.

En la presente contribución se presentan los resultados completos del estudio de suelos actuales en dos localidades de la Llanura Pampeana, Argentina, una de las áreas cubiertas de loess clásicas en el mundo (Evans and Heller, 2003, p. 137).

El objetivo principal de esta contribución es determinar la influencia del clima en la señal magnética de los suelos, asumiendo que es un factor de primer orden en la pedogénesis. Asimismo, se analizan algunas relaciones entre propiedades seleccionadas de los suelos y los parámetros magnéticos de los mismos y se pondera la variabilidad de estas señales de acuerdo a los diferentes drenajes.

Es un hecho conocido que el relieve es uno de los principales factores que determinan las características de los suelos, ya que determina en buena medida el drenaje de los mismos cuando el clima y los materiales originarios son semejantes. Por lo tanto, podrían observarse diferencias significativas en alteraciones en la mineralogía ferromagnética según las diferentes posiciones geomorfológicas de los suelos.



Figura 1. Mapa de ubicación de las localidades de suelos muestreadas en la llanura pampeana, Argentina.

Las localidades estudiadas se ubican en las cercanías de Verónica, 35°18'S-57°39'O y en las proximidades de Zárate, 34°10'S-59°3'O (Figura 1). Los suelos estudiados se han desarrollado sobre loess y se ubican en posiciones del paisaje comparables en cada uno de los sitios muestreados, uno correspondiente a un sector bien drenado y otros a sectores con drenaje deficiente correspondientes a depresiones en la planicie loésica. Las muestras han sido identificadas respectivamente como R1, R2 y R3 para Verónica y AP y SZ para Zárate. R2 y AP corresponden a suelos pobremente drenados; R3 y SZ a suelos bien drenados; y R1 a un suelo medianamente drenado.

METODOLOGÍA EMPLEADA

Los análisis de suelos se efectuaron siguiendo las metodologías habituales. La mineralogía de las arcillas se determinó mediante difracción de Rayos X, sobre muestras normal, calcinada y glicolada.

Con respecto a las determinaciones de las propiedades magnéticas se detalla a continuación sucintamente la metodología empleada.

Las mediciones de histéresis se realizaron con un magnetómetro (VSM) MicroMag Princeton. De estas mediciones se obtuvieron los parámetros magnéticos escalares discretos como susceptibilidad magnética (χ), magnetización remanente de saturación (M_{rs}), magnetización de saturación (M_s), campos coercitivos (H_{cr} y H_c), entre otros. Éstos permiten realizar análisis cualitativos y semicuantitativos de los minerales magnéticos presentes.

Las medidas de susceptibilidad magnética a temperatura ambiente se llevaron a cabo a dos frecuencias (L_f : 470 Hz y H_f : 4700 Hz) con un susceptibilímetro Bartington; asimismo se calculó la susceptibilidad dependiente de la frecuencia [$\chi\%df = (L_f - H_f/L_f) \cdot 100$].

Las curvas de IRM (*isothermal remanent magnetization*, magnetización remanente isotérmica) y de campo inverso (*back field*) se extendieron hasta 4 T mediante un magnetizador de pulsos; la magnetización remanente se midió con un magnetómetro criogénico 2G. Ello se llevó a cabo con el objeto de identificar las fracciones de altas fuerzas coercitivas (en especial hematita y goethita).

Con respecto a las mediciones a bajas temperaturas se empleó un susceptómetro Lake Shore para realizar determinaciones de susceptibilidad en fase y cuadratura, como función de la frecuencia y temperatura, en un rango de 40 Hz a 4000 Hz y desde 20 K hasta temperatura ambiente. La magnetización en función de la temperatura en el rango 20 K a 300 K, se midió en un magnetómetro MPMS de Quantum Design; se realizaron cuatro mediciones en condiciones diferentes que denominaremos FC (*field cooling*), ZFC (*zero field cooling*), y RTSIRM (*room temperature saturation isothermal remanent magnetization*) de enfriamiento, RTSIRM(E), y calentamiento, RTSIRM(C). En FC, la muestra es enfriada en un campo de 2.5 T hasta 20 K y

se mide luego el calentamiento hasta 300 K, sin campo. En ZFC la muestra es enfriada hasta 20 K sin campo y luego se aplica un pulso de 2.5 T, para luego medir la magnetización durante su calentamiento hasta 300 K sin campo presente. En RTSIRM, se le aplica un campo de 2.5 T a temperatura ambiente y luego sin campo se mide su enfriamiento (E) y calentamiento (C) entre 20 K y 300 K.

En cuanto a los estudios de susceptibilidad magnética en alta temperatura, se llevaron a cabo mediciones termomagnéticas a campos bajos (K-T curvas), en atmósfera de Ar sobre muestra total, en especímenes representativos de cada suelo. Las mediciones se llevaron a cabo con un equipo CS-3 acoplado a un susceptibilímetro KLY-3 de Agico. Los especímenes fueron progresivamente calentados desde temperatura ambiente hasta 700 °C y subsecuentemente enfriados.

Finalmente, para el estudio de la humedad en el suelo se consideran los datos de precipitación medida en ambas estaciones meteorológicas, se estimó la evapotranspiración potencial (ETP) para los diferentes períodos que abarcan las estadísticas usando el método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948). Este método relaciona la temperatura media mensual y la evapotranspiración potencial para un mes de 30 días y 12 horas de luz, para un suelo totalmente cubierto de vegetación y donde éste pueda disponer de agua suficiente.

CARACTERÍSTICAS EDÁFICAS DE LOS SUELOS ESTUDIADOS

Los suelos muestreados se encuentran localizados en un ambiente de planicie loésica, ubicados en posición de interfluvio para el caso de los suelos bien drenados (R3 y SZ), y en posición de planos tendidos hacia vías de avenamiento para el caso de los suelos con deficiente drenaje (R1, R2 y AP). Se trata de suelos que no han sido sometidos a cultivos y presentan la típica vegetación de la región pampeana consistente en una estepa herbácea compuesta por diferentes especies de gramíneas.

El ambiente de planicie loésica en donde se encuentra estos suelos está disectado en diferente grado por cursos fluviales de dimensiones variables, tributarios del Río de la Plata y el río Paraná. Esta unidad geomórfica se conoce como Pampa Ondulada.

En todos los suelos estudiados el material originario o parental es un loess limo-arenoso de coloraciones rojizas, de edad pleistocena superior, asignado a la Formación Buenos Aires. Ésta corresponde a la parte superior del conocido "loess pampeano".

Los suelos bien drenados presentan alto grado de desarrollo, son profundos y poseen horizontes bien diferenciados y potentes. En general el suelo de Zárate es más grueso texturalmente. Los horizontes superficiales tienen alto contenido de materia orgánica, ligeramente superiores en el caso del suelo de Verónica (R3) que en el de Zárate (SZ)

Tabla 1. Características edafológicas generales de cinco perfiles de suelos de Zárate y Verónica, Buenos Aires, Argentina. C.I.C.: Capacidad de intercambio catiónico; Cond.: conductividad.

Muestra	Profundidad (cm)	Color	Arcilla %	Limo %	Arena %	C %	C.I.C.	pH	Cond. (mS/cm)	Ca (g/kg)	Mg (g/kg)	Na (g/kg)	K (g/kg)
AP A	0 – 40	10YR2/2	15	50	35	0.88	n.a.	8.5	0.75	15.5	2.41	2.89	2.11
AP BA	40 – 50	7.5YR4/4	20	55	25	0.47	n.a.	9.21	0.89	16.88	2.5	3.56	2.13
AP Bt	50 – 80	7.5YR5/6	37.5	37.5	25	0.34	n.a.	9.2	0.74	11.88	2.15	3.41	2.12
AP BC	80 – 120	7.5YR5/4	32.5	37.50	30	0.32	n.a.	9.11	0.46	34.63	2.12	4.89	2.41
AP C	+120	10YR5/4	32.5	36.25	31.25	0.28	n.a.	8.95	0.39	38.25	1.89	1.88	2.22
SZ A	0 – 20	10YR3/2	30	40	30	1.21	n.a.	6.85	0.38	23.06	1.62	0.24	2.51
SZ AB	20 – 32	10YR2.5/2	31.25	46.25	22.50	0.92	n.a.	7.13	0.45	21.18	1.45	0.20	2.34
SZ Bt1	32 – 60	7.5YR4/4	37.5	47.50	15	0.43	n.a.	7.46	0.74	20.62	1.36	0.24	1.88
SZ Bt2	60 – 94	7.5YR4/4	20	58.75	21.25	0.35	n.a.	8.31	0.56	33.43	1.41	2.49	1.64
SZ BC	94 – 110	7.5YR4/4	20	55	25	0.30	n.a.	8.43	0.54	36.44	2.12	0.87	1.52
R1 A1	0 – 20	10YR3/2	25	65	10	1.76	16.89	6.87	0.3	8.7	2.12	0.35	1.35
R1 A2	20 – 40	10YR2/2	47.50	45	7.5	1.12	22.01	8.15	0.34	12.23	3.65	3.2	1.12
R1 Bt	40 – 70	7.5YR4/2	42.50	46.25	11.25	0.33	21.08	8.74	0.34	17.9	4.23	3.96	0.87
R1 BC	+70	7.5YR5/4	32.50	53.75	13.75	0.3	21.12	8.8	0.36	15	3.76	4.3	1.01
R2A1	0 – 5	10YR5/3	26.25	65	8.75	2.18	23.5	6	0.31	15.5	3.56	0.65	1.88
R2A2	5 – 20	10YR6/2	30.00	62.5	7.5	1.27	25.5	7.35	0.33	17	3.89	0.84	1.79
R2AB	20 – 30	10YR4/2	37.5	53.75	8.75	0.47	21.1	8.79	1.2	16	3.33	3.68	0.79
R2Bt	30 – 70	7.5YR4/2	60	37.5	2.5	0.29	22.1	8.74	1.35	16.8	3.41	3.5	2.01
R2BC	+70	7.5YR5/4	52.5	43.75	3.75	0.6	28.1	8.86	0.68	24.67	4.65	4.98	0.9
R3A1	0 – 15	10YR3/1	23.75	56.25	20.	2.68	25.5	5.78	0.66	15.6	2.74	0.34	2.12
R3A2	15 – 30	10YR2/1	42.50	48.75	8.75	1.66	24.6	6.22	0.59	18.9	3.03	0.47	1.88
R3Bt	30 – 90	7.5YR3/2	65.0	27.5	7.5	0.52	21	7.17	0.37	14.77	3.11	0.59	1.45
R3BC	+90	7.5YR5/4	30.0	57.50	12.5	0.35	23.7	6.76	1.01	15.34	2.65	0.5	1.0

(Tabla 1). Superan los 30 cm en ambos casos y los colores son 10YR3/1. Presentan estructura en bloques angulares medios. La textura en R3 es franco limosa, mientras que en SZ es franco arenosa. En ambos casos se trata de horizontes diagnósticos mólicos. Por debajo se encuentran horizontes argílicos (Bt), con estructura prismática bien marcada en la parte superior y más débil hacia abajo. Superan en ambos casos los 50 cm. En R3 son arcillosos, mientras que en SZ son franco-limosos a franco arcillo-limosos. Presentan coloraciones castañas (7.5YR 3/2). Muestran abundantes cutanes y argilanes, lo que evidencia presencia de arcillas expansibles y consecuentemente propiedades vérticas. Hacia abajo sigue una zona de transición (BC) y finalmente aparece el horizonte C a más de 100 cm. Este es franco limoso en R3 y franco arenoso en SZ y poseen coloración (7.5YR7/6). En ambos casos se trataría de Argiudoles típicos.

Los procesos pedogenéticos dominantes han sido la melanización y la argiluvación. Según Birkeland (1999) son necesarios tiempos comprendidos entre 1 ka y 10 ka para la formación de un horizonte Bt, lo que implica para la región la existencia de un régimen endopercolativo y un excedente hídrico anual por largos períodos de tiempo, necesarios para producir la argiluvación. Los valores de pH son ligeramente ácidos para los horizontes A, volviéndose levemente alcalinos hacia abajo, con valores más básicos para el caso de SZ (Tabla 1).

El suelo de Verónica muestra una capacidad de intercambio catiónico (C.I.C.) mayor que la de Zárate,

si bien en los dos suelos es marcado el predominio de los cationes divalentes en el complejo de intercambio (Ca y Mg) (Tabla 1).

En el caso de los suelos menos drenados (R2 y AP), se trata de suelos bien desarrollados, si bien son ligeramente menos potentes que los anteriores. Los horizontes superficiales cumplen los requisitos para ser considerados mólicos, aunque son más claros, menos estructurados y menos potentes que en el caso de los Argiudoles típicos (R3 y SZ). Por debajo de los horizontes A, se encuentran horizontes de acumulación de arcillas iluviadas (Bt). Estos horizontes Bt, dada la importante participación de Na en el complejo de intercambio, pueden clasificarse como horizontes nátricos (Btn), situación evidenciada también por la presencia en ambos casos de pH fuertemente alcalinos (9.2 y 8.8) (Tabla 1). Presentan desde la base de los horizontes superficiales evidencias de rasgos hidromórficos, como moteados y concreciones que evidencian la existencia de un régimen de humedad ácuico al menos para parte del perfil en forma estacional. Consecuentemente, en ambos casos se trataría de Natracuoles típicos.

El perfil R1 corresponde a una Argiudol típico con menor grado de desarrollo que el perfil R3. Se localiza en la suave pendiente de un interfluvio loésico. Posee menor espesor y menor contenido de materia orgánica en los horizontes superficiales. Los contenidos de arcillas, según las diferentes mineralogías, son coincidentes con los obtenidos para R3 (Tabla 1).

En todos los suelos estudiados los complejos de intercambio se encuentran saturados, lo que evidencia la existencia de un medio neutro a básico (Tabla 1).

Se realizaron análisis mineralógicos de la fracción arcilla por difracción de Rayos X en tres horizontes de cada uno de los perfiles (Tabla 2). En todos los casos predomina la illita con valores comprendidos entre 70 y 45 % del total, con valores mayores en los horizontes superficiales (A) que en los Bt y BC. Ésto evidencia la importancia del proceso de argiluvación y la existencia de neoformación de arcillas, posiblemente smectita a partir de la illita. La illita es ampliamente dominante en el loess pampeano y generalmente es heredada de los materiales originarios. La smectita se encuentra también presente en todos los perfiles con valores máximos del orden del 40% para horizontes Bt. En líneas generales, los suelos de Verónica poseen contenidos mayores de smectitas lo que sugiere un mayor grado de neoformación, mayor evolución del suelo; ello implicaría mayor tiempo desde el inicio del proceso edáfico (mayor edad). Las arcillas interestratificadas, generalmente de illitas y smectitas son frecuentes en todos los perfiles, lo que pone en evidencia la existencia de un proceso de neoformación de arcillas en proceso.

Subordinada a las anteriores aparece kaolinita, con valores máximos para el caso del suelo AP de Zárate; para el resto se registran valores inferiores al 10%. La illita presenta buen grado de cristalinidad, al igual que la kaolinita, mientras que la smectita e interestratificados poseen mala cristalinidad.

Esta situación indicaría que tanto las illitas como las kaolinitas serían especies heredadas, mientras que las otras dos indicarían cierto grado de neoformación. En general, las características de las arcillas, su proporción y su distribución en los perfiles son coherentes con la existencia de condiciones climáticas húmedas y medios neutros.

Tabla 2. Mineralogía de la fracción arcilla por difracción de rayos X en horizontes seleccionado de suelos de Zárate y Verónica, Buenos Aires. Valores en %.

	Smectita	Interestratificados S-I/S-C	Illita	Kaolinita	Otros
APA	5	20	60	15	Q-F
AP Bt	5	20	65	10	Q-F
AP C	25	15	60	Tr	Ca-Q-F
SZ A1	10	25	65	Tr	Q-F
SZ Bt	30	10	50	10	Q-F
SZ BC	30	20	45	5	Q-F
R1 Bt	25	10	60	5	Q-F
R1 BC	25	5	65	5	Q-F
R2 A2	15	5	65	10	Q-F-CL
R2 Bt2	35	5	55	5	Q-F
R2 BC	40	10	45	5	Q-F
R3 A1	10	20	70	Tr	Q-F
R3 Bt	40	10	45	5	Q-F
R3 BC	20	10	55	10	Q-F

Con respecto a los contenidos totales de arcillas y su concentración en el perfil (Figura 2a y 2b) se pueden efectuar algunas consideraciones. En la Figura 2a se han representado las variaciones de los suelos de Verónica; los tres suelos tienen un desarrollo similar. El suelo bien drenado (R3) muestra un proceso de iluviación más profundo y con mayor neoformación de arcillas, superándose valores del 60% en el horizonte iluvial.

En los suelos de Zárate (Figura 2b) las concentraciones de arcillas en los horizontes iluviales son menores que en Verónica. En particular, el suelo bien drenado (SZ) presenta un porcentaje de arcillas inicial en los horizontes superiores anómalo respecto a AP de la misma área. Asimismo, tiene su mayor concentración (mayor iluviación) a menos profundidad. Estos dos hechos sugieren que el suelo ha sufrido, en algún momento de su historia, la erosión del horizonte superior y una posterior reinstalación del proceso de pedogénesis; ello implicaría un suelo complejo y un tiempo de evolución menor con respecto al de los otros suelos estudiados.

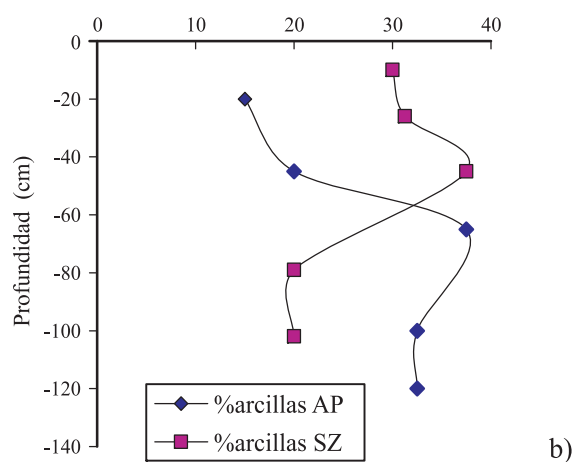
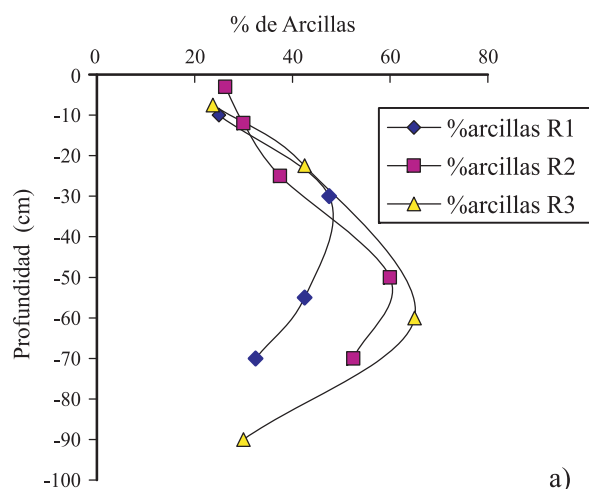


Figura 2. Variación del contenido de arcillas (%) con la profundidad en los suelos estudiados. R1, R2 y R3: Verónica; AP y SZ: Zárate, Argentina.

PARÁMETROS MAGNÉTICOS MEDIDOS EN LOS SUELOS ESTUDIADOS

Los parámetros medidos son susceptibilidad magnética (χ), magnetización de saturación (M_s), magnetización de saturación remanente (M_{rs}), coercitividad (H_c) y coercitividad remanente (H_{cr}), los cuales fueron obtenidos en muestras tomadas a diferentes profundidades (cada 10 cm aproximadamente) y se encuentran representadas en la Figura 3.

En los perfiles de Verónica, R1, R2 y R3, los valores de coercitividad (H_c y H_{cr}) son compatibles con minerales ferrimagnéticos como magnetita y/o titanomagnetita. Ellos muestran un decaimiento en la susceptibilidad magnética

(χ) en horizontes superiores, el cual se relaciona con una disminución de M_s y M_{rs} , siendo los valores H_c y H_{cr} relativamente constantes (Figura 3). Esta situación podría deberse a una disminución de la cantidad de los minerales ferrimagnéticos en los suelos actuales. Consecuentemente, la pérdida de estos minerales detríticos sería el principal proceso que habría tenido lugar en estos suelos, tal como fuera sugerido por Orgeira *et al.* (2003) para paleosuelos de la región. Sin embargo, los procesos involucrados en ambos casos no son exactamente iguales en los perfiles. En el suelo bien drenado (R3) el proceso de pérdida es más intenso en el horizonte Bt (disminución de χ en un 40%).

En el caso del suelo R2, las características morfológicas y los datos de laboratorio (Tabla 1), así como los

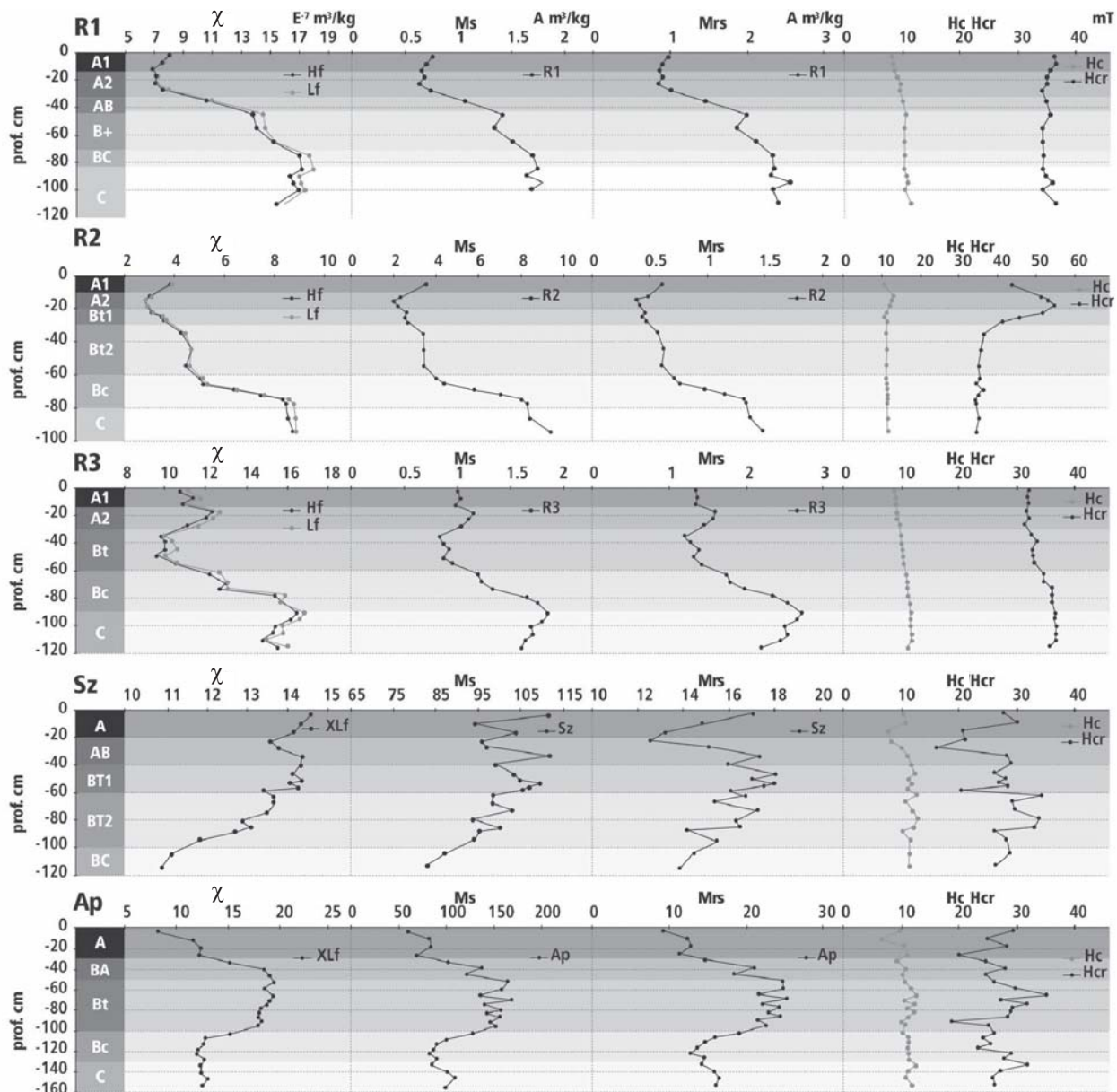


Figura 3. Parámetros magnéticos de los suelos estudiados en las localidades de Zárate y Verónica, Argentina.

parámetros magnéticos (Figura 3) sugieren que entre el horizonte A₁ y el A₂ habría una discontinuidad litológica. Este suelo muestra una mayor pérdida (χ cae un 70%) en Bt respecto a la base del perfil. Este decaimiento no se observa a la misma profundidad que en el caso del suelo bien drenado. Es importante señalar que este hecho es consistente con las evidencias de iluviación (Figura 2). Los valores de coercitividad muestran un ligero incremento en la parte superior del perfil (horizontes A₂, Bt₁), lo que indicaría una oxidación parcial y neoformación de minerales de alta coercitividad.

En el caso de los suelos de Zárate, en ambos perfiles (SZ y AP) los valores de coercitividad (Hc y Hcr) sugieren que los principales minerales magnéticos son magnetita y/o titanomagnetita (Figura 3). El comportamiento de la señal magnética no es igual al caso de los suelos de Verónica; el valor χ se incrementa respecto al valor de base del material originario observado en los horizontes BC y C. El incremento es más notorio en el suelo poco drenado (AP), especialmente en los horizontes BA y Bt. En SZ se incrementa progresivamente hacia el tope. La tendencia creciente observada en el valor susceptibilidad (χ) en el perfil AP es coherente con las variaciones de Ms y Mrs, por lo tanto los datos magnéticos sugieren un incremento en las partículas ferromagnéticas, especialmente en los horizontes iluviales. Por el contrario, la correlación en SZ entre χ y Ms no es clara, mientras que no hay correlación con Mrs. Los valores de Hcr muestran mayor variabilidad en estos suelos que en los de Verónica. Esta última particularidad podría indicar mayor variabilidad en el tamaño de partícula magnética.

La variación de la susceptibilidad con la frecuencia y temperatura $\chi\%df$ ha sido utilizado como un indicador

de la presencia de partículas superparamagnéticas (SP) de magnetita o maghemita (Mullins and Tite, 1973; Worm, 1998; Worm and Jackson, 1999), producidas en los procesos pedogenéticos. En la Figura 4, se muestran los resultados de $\chi\%df$ en función de la temperatura para las muestras de Verónica y Zárate. Se observa un pico alrededor de los 80 K. Si se atribuye dicha variación exclusivamente a partículas SP de magnetita o maghemita, éstas tendrían un diámetro de aproximadamente 15 nm (Orgeira *et al.*, 2003).

Si bien las titanomagnetitas muestran dependencia de la susceptibilidad con la frecuencia, sólo se pudieron detectar cantidades significativas de TM41 (Titanomagnetita con 41% de Ti) –TM28 (Titanomagnetita con 28% de Ti) en la muestra R210 (Figura 4), que es la que precisamente muestra menor dependencia con la frecuencia. Sin embargo, no se puede descartar la presencia en las muestras de titanohematitas pues éstas también muestran dependencia con la frecuencia a bajas temperaturas; este mineral ha sido reportado en sedimentos del área por otros autores (McEnroe *et al.*, 2002; Garming *et al.*, 2005; Garming *et al.*, 2007).

En cuanto a las variaciones de la magnetización con la temperatura, las curvas FC y ZFC (Figura 5) de las muestras aquí estudiadas tienen un comportamiento muy diferente del observado en titanomagnetitas, en las que se observa una concavidad negativa para el intervalo entre 10 K y 50 K (Moskowitz *et al.*, 1998); ello indicaría que el comportamiento observado en esta Figura es producido por partículas SP, y que el comportamiento conspicuo de titanomagnetitas puras está enmascarado. La muestra R210 es la que muestra menor decaimiento de la magnetización con la temperatura, lo que sería indicador de la menor concentración de partículas SP, en concordancia con la menor

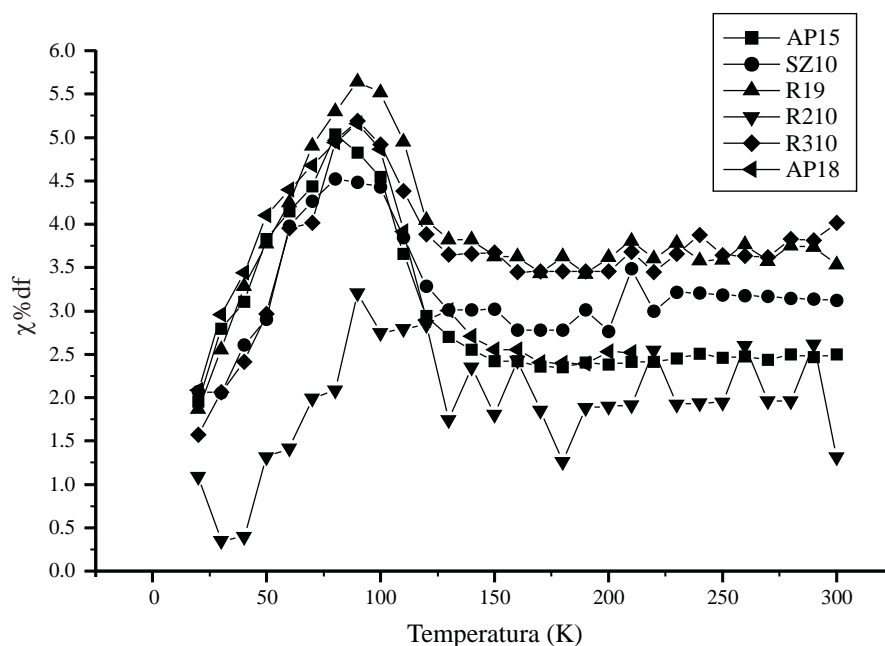


Figura 4. Susceptibilidad dependiente de la frecuencia, $\chi\%df$, (Lf: 400 Hz y Hf: 4000 Hz) entre 20 K y 300 K para varias muestras seleccionadas. En la mayoría se observa un pico cercano a 80 K, que correspondería a un diámetro de granos SP cercano a 15 nm, si se tratara de magnetita o maghemita.

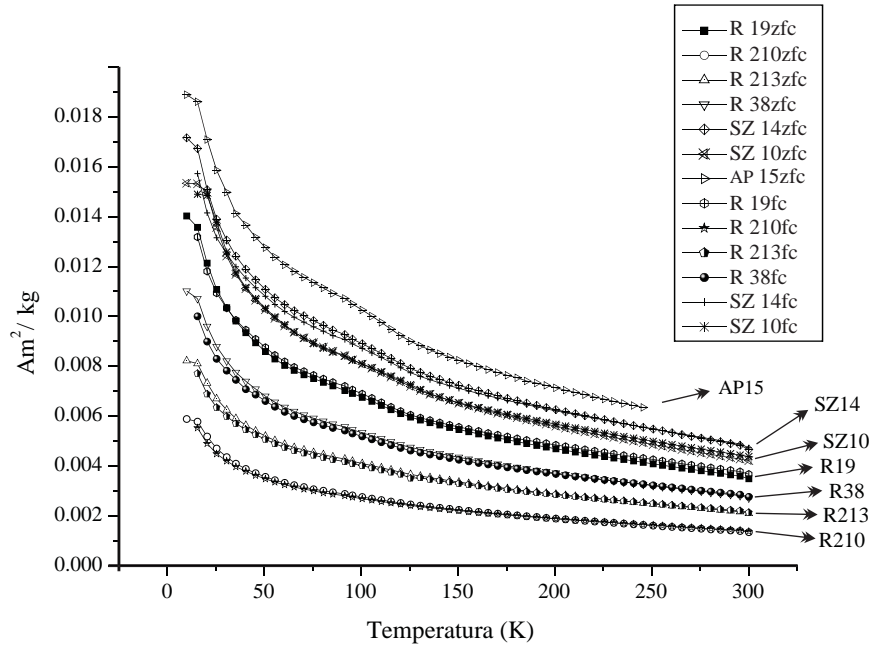


Figura 5. Curvas de decaimiento de magnetización FC (*field cooling*, enfriamiento con campo) y ZFC (*zero field cooling*, enfriamiento en campo cero).

variación de $\chi\%df$ (Figura 4).

Las curvas de RTSIRM(E) y RTSIRM(C) (Figura 6) muestran dos tipos de comportamiento. En la muestra R210 se observa una transición de Verwey, indicativa de magnetita; en las otras muestras la transición de Verwey se observa en un rango más amplio de temperaturas, po-

siblemente debido a procesos de maghemitización. Por otra parte, el comportamiento general de la magnetización muestra un decrecimiento de la misma con la variación de la temperatura, siendo más notable en la muestra SZ14. Ése podría deberse a la presencia de goethita (Zhu *et al.*, 2003), ya inferida en suelos de la región (Bartel *et al.*, 2005).

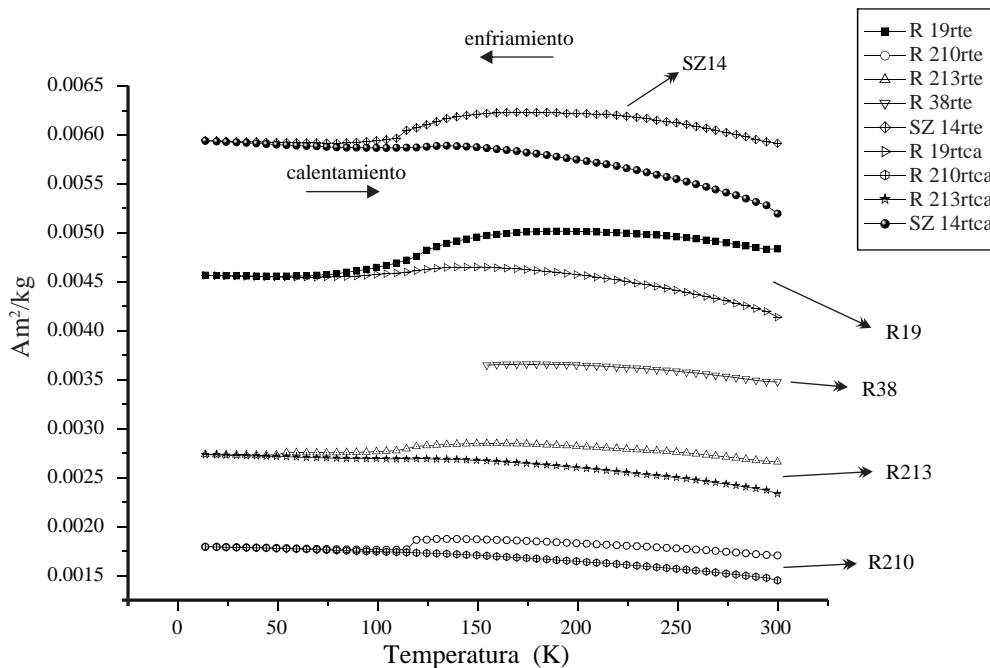


Figura 6. Curvas de RTSIRM (*room temperature saturation isothermal remanent magnetization*) de enfriamiento y calentamiento; rte: variación de magnetización durante enfriamiento, rtca: variación de magnetización durante calentamiento.

La presencia de magnetita biogénica queda descartada, ya que la relación δ (relación delta = [Magnetización FC80 - Magnetización FC150] / [Magnetización ZFC80 - Magnetización ZFC150]) (Carter-Stiglitz *et al.*, 2002; Carter-Stiglitz *et al.*, 2003), es aproximadamente 1 para las muestras estudiadas.

Los resultados de los estudios de susceptibilidad por alta temperatura (K-T) se representan en la Figura 7. La mayor parte de las curvas K-T exhiben un comportamiento termomagnético casi reversible. En general, las curvas se caracterizan por un incremento en la susceptibilidad en torno a los 100–300 °C, el cual podría estar asociado a fases mineralógicas metaestables como maghemita, y una brusca caída en la susceptibilidad alrededor de los 580 °C sugiriendo la presencia de magnetita.

ANÁLISIS CLIMÁTICO DE LOS SITIOS MUESTREADOS

En las localidades de Verónica y Zárate no se encuentran instaladas estaciones meteorológicas nacionales que permitan registrar información climática del lugar, por lo cual el estudio se aproxima mediante el análisis de las estaciones Punta Indio (35°22'S, 57°17'W y 22m de altura) y San Pedro (33°41'S, 59°41'W y 28m de altura), en torno a 50 km de las localidades estudiadas. Los datos utilizados son promedios decádicos que se encuentran recopilados en las Estadísticas Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional. Según la clasificación climática de Köppen (1923) el clima en el área está entre los Climas Húmedos con inviernos leves (Cfa: Subtropical Húmedo). Sin embargo de se registran variaciones en el área.

Las estaciones meteorológicas mencionadas podrían considerarse como correspondientes a la costa marítima

(Punta Indio) y a la región continental de la llanura pampeana (San Pedro). Es posible, por lo tanto, hacer distinciones entre ambas áreas. Toda el área es influenciada por la circulación atmosférica impuesta por la presencia del Anticiclón del Atlántico Sur (AAS) (Schwerdtfeger, 1976). Como puede observarse en la Figura 8, durante la época estival ambas localidades son afectadas por vientos del norte-noreste. En el invierno, mientras San Pedro recibe vientos de esa misma dirección, el viento en Punta Indio ha rotado al norte-noroeste, lo que implica una menor influencia del AAS. Durante la primavera, una fuerte componente oriental con contribución de humedad desde el Río de la Plata afecta ambos lugares. Como se observa en la Figura 8, la velocidad del viento en Punta Indio es dos veces más intensa que la observada en San Pedro. Estas diferencias en la humedad ambiental se reflejan en la humedad de los suelos.

Los valores de precipitación (PP) y su distribución a lo largo del año están ilustrados en la Tabla 3. En cuanto a los valores de evapotranspiración (ETP), los valores mínimos anuales son uniformes en ambas localidades en junio; los máximos valores se registran en enero, con diferencias en tiempo e intensidad entre ambas localidades: alrededor de 130 mm por mes en San Pedro en cada período, y de 125 mm por mes entre 1960 y 1980 hasta 140 mm en la década siguiente en Punta Indio. San Pedro y Punta Indio presentan niveles altos de humedad (la PP excede la ETP) casi a lo largo de todo el año, excepto en verano cuando la ETP excede la precipitación. (Tabla 3). En general, las tendencias climáticas son similares para las dos localidades en las tres décadas analizadas. Los valores de ETP y PP son mayores en San Pedro que en Punta Indio. La relación PP-ETP (precipitación menos evapotranspiración) señala que el suelo de San Pedro retiene más agua que el de Punta Indio, así como también que el suelo de Punta Indio tiene balances hídricos negativos más relevantes y por mayor

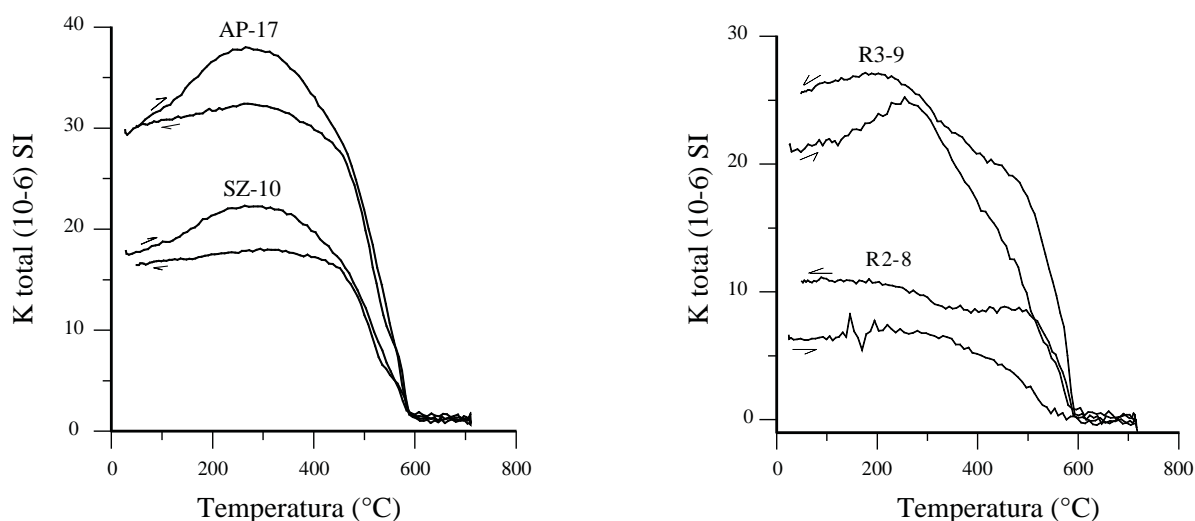


Figura 7. Comportamiento de susceptibilidad con altas temperaturas en atmósfera de Ar.

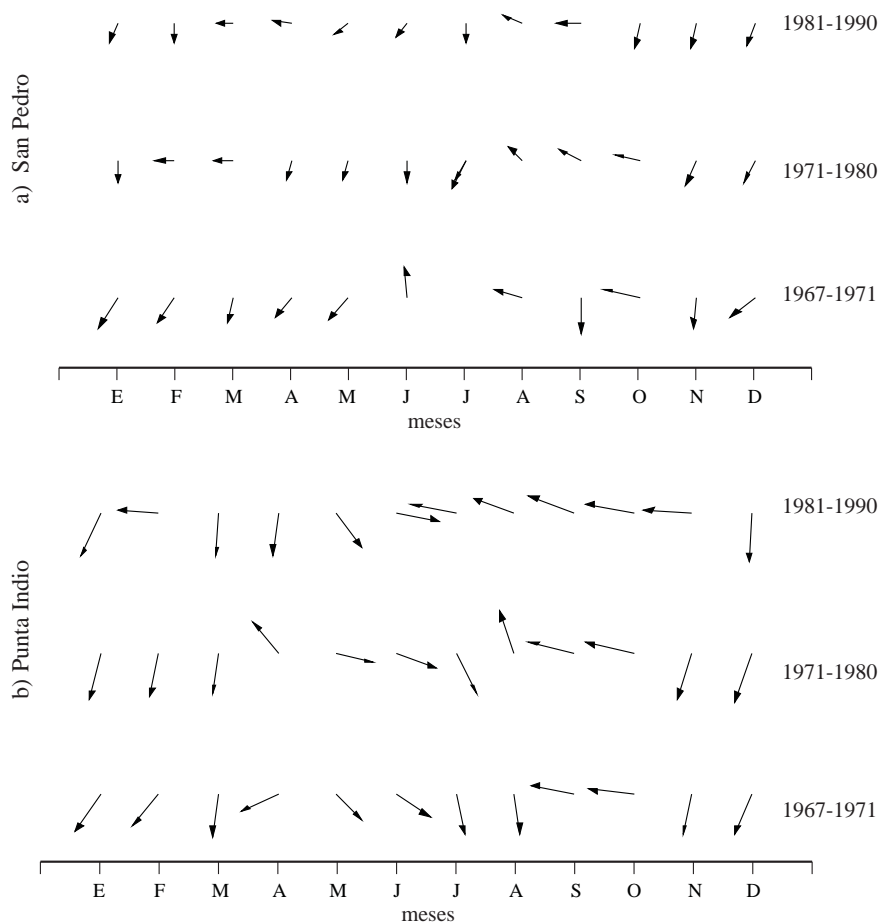


Figura 8. Viento medio mensual en a) San Pedro y b) Punta Indio. Las flechas señalan la dirección del viento. La intensidad está dada por el tamaño de la misma.

tiempo en los mesestivales (Tabla 3).

Respecto a la temperatura, la distribución general de la temperatura es afectada únicamente por efectos latitudinales y costeros. No se observan diferencias conspicuas entre ambas localidades a lo largo de las décadas estudiadas.

HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DE LAS VARIACIONES EN LOS MINERALES MAGNÉTICOS POR PEDOGÉNESIS PARA SUELOS Y PALEOSUELOS DESARROLLADOS SOBRE LOESS SUDAMERICANO

La meteorización de un sedimento y los procesos pedogenéticos durante la formación de un suelo comprenden diversas y complejas reacciones fisicoquímicas íntimamente relacionadas con el medio ambiente imperante (Buol *et al.*, 1991; McBride, 1994).

La hidratación y la hidrólisis ocurrida durante períodos de anegamiento en un suelo, puede ser proseguida tanto por reducción como por oxidación. La pérdida por reducción u oxidación (proceso de desintegración de las partículas)

puede aumentar en un medio ácido (Faure, 1998), tal como el debido a la presencia de ácidos húmicos formados durante la pedogénesis. El Fe liberado de estructuras cristalinas de diferentes minerales forma complejos amorfos con las arcillas y la materia orgánica (McBride, 1994). Estos complejos pueden migrar o cristalizar formando diferentes minerales de Fe según sean las condiciones ambientales predominantes. En el caso de cambios de ambientes reductores a otros de oxidación controlada, en medio neutro, los complejos Fe^{2+}/Fe^{3+} pueden cristalizar como magnetita pedogenética. Este mineral también puede formarse como resultado de la acción de bacterias anaerobias en suelos a expensas de ferrihidrita (Banerjee, 2006).

En particular, la disolución y/o pérdida de magnetita en un ambiente no marcadamente reductor y a pH cercano a 7 tiene que llevarse a cabo bajo ciertas condiciones (Orgeira and Compagnucci, 2006). La acción del agua de lluvia (ligeramente ácida, pH 6) que se infiltra hacia el interior del suelo difunde hacia abajo ligandos orgánicos disueltos, que son el producto de la descomposición de materia orgánica procedente de la cobertura vegetal del suelo. Estos ligandos son retenidos sobre la superficies de las partículas

Tabla 3. Valores medios mensuales y anuales para las tres décadas analizadas de precipitación (PP), evapotranspiración (ETP) y precipitación menos evapotranspiración (PP-ETP) en las localidades de San Pedro y Punta Indio, llanura Pampeana, Argentina.

	1961-1970			1971-1980			1981-1990		
	ETP	PP	PP-ETP	ETP	PP	PP-ETP	ETP	PP	PP-ETP
<i>Punta Indio</i>									
Enero	123.4	57.0	-66.4	124.3	106.0	-18.2	141.3	68.7	-72.6
Febrero	103.2	72.0	-31.2	100.2	101.0	0.8	100.1	83.7	-16.4
Marzo	86.4	90.0	3.6	90.0	84.0	-6	88.5	123.0	34.5
Abril	54.2	86.0	31.8	55.9	79.0	23.1	56.7	86.0	29.3
Mayo	36.6	52.0	15.4	37.0	56.0	19	35.4	79.2	43.8
Junio	22.1	49.0	26.9	21.7	51.0	29.3	20.3	42.3	22
Julio	21.5	81.0	59.5	22.6	70.0	47.4	20.8	48.2	27.4
Agosto	26.9	66.0	39.1	26.9	60.0	33.1	30.9	76.4	45.5
Septiembre	38.3	60.0	21.7	40.8	59.0	18.2	42.1	75.7	33.6
Octubre	58.9	81.0	22.1	63.4	73.0	9.6	69.8	109.0	39.2
Noviembre	85.2	84.0	-1.2	82.2	75.0	-7.2	96.8	134.0	37.2
Diciembre	112.5	91.0	-21.5	115.2	71.0	-44.2	125.3	86.6	-38.7
Anual	769.2	869.0	99.8	780.2	885	104.9	828	1012.8	184.8
<i>San Pedro</i>									
Enero	131.8	117.0	-14.8	132.8	144.0	11.2	131.5	115.1	-16.4
Febrero	105.4	113.0	7.6	99.8	143.0	43.2	103.9	133.5	29.6
Marzo	90.6	131.0	40.4	89.1	135.0	45.9	88.4	130.2	41.8
Abril	56.8	69.0	12.2	55.6	74.0	18.4	56.3	98.9	42.6
Mayo	37.4	64.0	26.6	36.5	49.0	12.5	35.1	60.2	25.1
Junio	17.1	50.0	32.9	21.9	72.0	50.1	20.5	36.4	15.9
Julio	26.3	44.0	17.7	23.5	62.0	38.5	19.5	48.7	29.2
Agosto	28.9	58.0	29.1	28.5	58.0	29.5	28.1	31.5	3.4
Septiembre	48.9	76.0	27.1	43.9	83.0	39.1	37.6	61.3	23.7
Octubre	65.1	162.0	96.9	67.8	103.0	35.2	61.9	135.0	73.1
Noviembre	100.0	82.0	-18	90.1	92.0	1.9	86.5	135.8	49.3
Diciembre	133.6	70.0	-63.6	125.8	100.0	-25.8	116.8	100.5	-16.3
Anual	841.9	1036	194.1	815.3	1115	299.7	786.1	1087.1	301

de magnetita formando complejos esféricos (“*inner sphere complex*”, Stumm, 1992). Una propiedad muy importante de estos ligandos es la de estabilizar el estado de valencia II del Fe frente al Fe III. El efecto neto es que el poder reductor del Fe II es mayor cuando está complejado con un ligando que cuando está libre o solvatado en solución. La formación de estas especies debilita la unión del Fe superficial de los minerales con el resto de la partícula, facilitando su pasaje al medio acuoso. Si el ligando es bidentado, la unión se debilita aún más por el “efecto trans” (Stumm, 1992).

A pesar de que el agua que se infiltra en el suelo lleva O₂ disuelto, éste se pierde rápidamente en los primeros centímetros de suelo, ya que es usado en la degradación de la materia orgánica del mismo y la generación de los ligandos mencionados. De esta manera, el ambiente se hace más reductor a medida que el agua atraviesa el suelo y avanza hacia la capa freática. Existirá un límite a partir del cual la especie de Fe más estable es la del Fe II, por lo que es más probable que la magnetita esté sujeta a procesos de reducción en horizontes inferiores (B).

Los movimientos de descensos y ascensos del nivel freático desplazan el límite que marca los campos de esta-

bilidad de Fe II – Fe III. Cuando el nivel freático desciende (en épocas de intensa evapotranspiración, tal como ocurre en verano), el sistema se hace más oxidante en la superficie, disminuye la presencia de ligandos en el horizonte B; el límite óxico-anóxico se hace más profundo. El proceso inverso ocurre en invierno cuando sube el nivel freático hacia la superficie.

Posteriormente, en períodos de menor acumulación de agua en el suelo (balance hídrico negativo para el suelo) se producen otros procesos. Pueden generarse nuevos minerales de alta coercitividad (p. ej. hematina) y/o magnetita superparamagnética SP, por oxidación y pérdida de agua de los complejos y geles de hierro. El mineral que se forme dependerá de los pH y Eh imperantes en el medio, así como de la velocidad con que cambie el Eh.

Si el pH es mayor a 6, la introducción de O disuelto provoca una rápida oxidación del Fe²⁺ y la precipitación de hidróxidos de Fe. Sin embargo, en condiciones fuertemente oxidantes, debidas a climas cálidos con estación seca y áreas bien drenadas, los minerales neoformados serán óxidos de alta coercitividad, como la hematita.

Consecuentemente, la presencia de una fracción de

magnetita SP (superparamagnética) puede ser indicadora de condiciones climáticas intermedias en medios con pH neutros. Por otro lado, la presencia de hematita indica climas con marcada estacionalidad y predominio climas cálidos y relativamente más secos. Es importante señalar que el pH es una propiedad fuertemente dependiente del ambiente y que puede variar rápidamente en los suelos, según tengan lugar variaciones en las precipitaciones y cambios en el nivel freático.

El mecanismo de pérdida de minerales ferrimagnéticos detríticos como la magnetita puede estar reforzado por procesos análogos a los reportados por Florindo *et al.* (2003). Estos autores encuentran disolución de minerales ferrimagnéticos en horizontes sedimentarios marinos ricos en sílice. Con base en un complejo análisis de reacciones químicas combinadas, sugieren que el agua poral intersticial enriquecida en sílice favorece la disolución de los mencionados minerales, en condiciones no relacionadas directamente con las condiciones redox del medio ambiente. Estas condiciones se encuentran claramente en el loess pampeano. Estos loess son sumamente ricos en vidrio volcánico. La naturaleza reactiva del vidrio volcánico, y la consecuente solubilización de la sílice en agua subsuperficial, produciría altas concentraciones de sílice en el agua poral de los suelos desarrollados sobre estos sedimentos; ello promovería, conforme a Florindo *et al.* (2003), la pérdida de minerales ferrimagnéticos.

DISCUSIÓN

Los parámetros magnéticos obtenidos en las muestras de los suelos estudiadas, su variación a altas y baja temperatura y a diferentes frecuencias permiten inferir la presencia de magnetita y titanomagnetita detrítica, y maghemita, goethita y partículas SP de origen pedogenético.

El análisis de los resultados obtenidos sugiere que, en las muestras de Verónica, los contenidos de minerales ferrimagnéticos disminuyeron en horizontes superiores de los tres suelos estudiados en esta localidad, lo que indica claramente una pérdida de esta mineralogía como consecuencia de la pedogénesis. Conforme con la hipótesis sostenida respecto al origen de la señal magnética, el proceso dominante en estos suelos ha sido la pérdida por reducción de la magnetita/titanomagnetita detrítica, seguida de una oxidación parcial en un ambiente básico en el tope de las secciones estudiadas (especialmente en R2) en donde se detecta un aumento de las coercitividades. Las mayores concentraciones de arcillas en estos suelos con respecto a los de Zárate (Tabla 2, Figura 2) habrían facilitado condiciones más reductoras en los primeros respecto a los segundos, sencillamente por una menor aireación.

En el caso de Zárate, los valores obtenidos para los parámetros χ , Ms y Mrs en el suelo pobremente drenado (AP) indican una concentración de partículas magnéticas detríticas en los horizontes Bt y BA; ello puede atribuirse a

un proceso físico de iluviación. Para el suelo bien drenado (SZ), el incremento de χ y Ms estaría asociado a la generación de partículas SP, según la interpretación de los estudios de magnetización a bajas temperaturas.

Por otra parte, el proceso evolutivo de SZ, según los resultados de las concentraciones de arcilla, sería menor por interrupción de la pedogénesis por erosión y posterior reinstalación de la misma.

Las tendencias de la señal magnética general son similares en los perfiles estudiados para cada una de las localidades estudiadas en las diferentes posiciones del paisaje. Por lo tanto, si bien algunas características aparecen reforzadas por las condiciones de drenaje, este aspecto no parece ser demasiado significativo, al menos en la región Chaco-pampeana, en la que los gradientes topográficos son muy bajos.

Sin embargo, teniendo en cuenta los datos de Verónica, la pérdida de magnetita detrítica es mayor en el suelo menos drenado (AP). Ello es consistente con la hipótesis de pérdida de magnetita detrítica por procesos reductores en aquellos sectores del paisaje con mayor estancamiento de agua.

El principal resultado obtenido indica que la señal magnética de los parámetros extensivos es opuesta en ambas áreas. Esto no sería esperable si se tiene en cuenta que ambas se encuentran bajo condiciones climáticas semejantes, se localizan en geoformas muy parecidas, y se han formado a partir del mismo tipo de materiales originarios. Sin embargo, si bien ambas áreas presentan similar grado de desarrollo pedogenético, las concentraciones de arcillas como la smectita y las concentraciones de arcillas totales podrían indicar un menor tiempo involucrado en el desarrollo del suelo de Zárate (Tabla 3), en particular en SZ.

Por otra parte, los datos climáticos sugieren, en una interpretación simplificada, que es posible pensar que la humedad en los suelos estudiados podría explicar parte de las diferencias antes señaladas, ya que Zárate tiene a lo largo de los últimos 30 años un mayor balance hídrico positivo en sus suelos (Tabla 3). Por otra parte, si bien tanto Zárate como Verónica muestran altos valores de precipitación y la precipitación supera a la evapotranspiración potencial durante casi todo el año, existen diferencias estacionales. Durante el verano, el balance de agua negativo es más marcado en la zona de Verónica (Tabla 3). Los veranos son más cálidos y secos en esta localidad. Esta situación estaría motivada por la circulación de los vientos. Durante el verano ambas localidades se encuentran afectadas por vientos del NNE (Figura 8); pero durante el invierno, mientras Zárate sigue bajo la influencia de estos vientos húmedos, en Verónica los vientos dominantes rotan al NNO lo que les confiere mucha menos humedad (Figura 8). En el mismo sentido, los vientos en Verónica doblan en intensidad a los de Zárate (ver vectores en Figura 8), lo que refuerza esa situación de disminución de la humedad ambiental. Asimismo, el balance de agua podría provocar que a lo largo de casi todo el año la napa freática esté más cerca de la superficie en Zárate con respecto a Verónica. En consecuencia, en Zárate podría

verse entorpecida la migración (pérdida) de cationes Fe^{2+} por movimientos del nivel freático, quedando de esta forma en el medio ambiente en disponibilidad para la neoformación temporaria de geles y/o neominerales como magnetita SP. Ésta última podría tener una vida efímera hasta el nuevo período húmedo en el ciclo anual.

Finalmente, cuando es posible apreciar la magnitud de la pérdida de magnetita detrítica por reducción (en Verónica, ya que la generación posterior de SP es despreciable), el drenaje de los suelos parece ser la variable que controla en el proceso de pérdida por reducción.

Los procesos que controlan la señal magnética en los suelos actuales son de naturaleza diversa y compleja, tal como lo evidencian los resultados obtenidos. En consecuencia, interpretaciones e inferencias paleoclimáticas realizadas sobre secuencias de suelos antiguos deben tener en cuenta esta situación.

Asimismo, las características pedológicas son fundamentales a la hora de extraer conclusiones. Deben ser considerados, entre otros aspectos, el grado de desarrollo de los suelos, la asignación taxonómica, cantidad y tipo de arcillas, la naturaleza de los horizontes enterrados y sus posibles ambientes de formación, el clima actual de la zona y la naturaleza del material parental.

CONCLUSIONES

1. Se determinó la presencia de magnetita y titanomagnetita detrítica, y maghemita, goethita y partículas SP de origen pedogenético.

2. En los suelos de Verónica, los contenidos de minerales ferrimagnéticos disminuyeron. Ello se interpreta como una pérdida de esta mineralogía como consecuencia de la pedogénesis. El proceso dominante en estos suelos ha sido la pérdida por reducción de la magnetita/titanomagnetita detrítica, lo cual se encuentra asociado a una mayor evolución del suelo determinada por las concentraciones y tipo de arcillas detectadas.

3. La mayor concentración de arcillas en los suelos de Verónica habría facilitado condiciones más reductoras y una mayor pérdida de partículas magnéticas detríticas asociada a ello. La pérdida se ve reforzada en condiciones de drenaje más deficitarias.

4. En el suelo pobremente drenado de Zárate se observa una concentración de partículas magnéticas en el horizonte Bt, la cual se asocia a un proceso de iluviación. Para el suelo bien drenado y complejo de esta misma localidad se interpreta la neoformación de partículas SP.

5. El análisis climatológico de las localidades estudiadas indica que en Zárate la napa freática estaría cercana a la superficie a lo largo de casi todo el año. En consecuencia, la migración (pérdida) de cationes Fe^{2+} por movimientos del nivel freático podría verse entorpecida. De esta forma el medio ambiente tendría disponibilidad para la neoformación temporaria de geles y/o neominerales como magnetita SP.

Ésta última podría tener una vida efímera hasta el nuevo período húmedo en el ciclo anual.

6. Si bien algunas características de la señal magnética aparecen reforzadas por las condiciones de drenaje, este aspecto no parece ser demasiado significativo, al menos en la región Chaco-pampeana, en la que los gradientes topográficos son muy bajos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP 5659/05, Proyecto Cooperación Internacional NSF/CONICET), Universidad de Buenos Aires (UBACyT X236), Argentina, y a la Universidad de Sao Paulo (Brasil). Finalmente los autores agradecen al Institute for Rock Magnetism, Minneapolis (USA) por el uso de su equipamiento. El IRM está financiado por the Keck Foundation, the National Science Foundation y la University of Minnesota. A la Lic. N. García por su colaboración en la elaboración de figuras.

REFERENCIAS

- Banerjee, S.K., 2006, Environmental magnetism of nanophase iron minerals: testing the biomineralization pathway: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154(3-4), 210-221.
- Banerjee, S.K., Hunt C., 1993, Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau. A rock-magnetic approach: *Geophysical Research Letters*, 20(9), 843-846.
- Bartel, A.A., Bidegain, J.C., Sinito A.M., 2005, Propiedades magnéticas de diferentes suelos del partido de La Plata, provincia de Buenos Aires: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3), 591-598.
- Birkeland, P., 1999, *Soils and Geomorphology*: New York-Oxford, Oxford University Press, 430 pp.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, M., 1991, *Soil Genesis and Classification*: Ames, Iowa. The Iowa State University Press, The Iowa State University Press, 411 pp.
- Carter-Stiglitz, B., Jackson M., Moskowitz B.M., 2002, Low-temperature remanence in stable single domain magnetite: *Geophysical Research Letters*, 29, doi: 10.1029/2001GL014197.
- Carter-Stiglitz, B., Moskowitz, B.M., Jackson M., 2003, Correction to "Low-temperature remanence in stable single domain magnetite": *Geophysical Research Letters*, 30(21), 2113 doi: 10.1029/2003GL018727.
- Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington E.M.H., Lovenland P.J., 1996, Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set: *Geophysical Journal International*, 127, 728-734.
- Evans, M.E., Heller F., 2003, *Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics*: San Diego, Academic Press, 311 pp.
- Faure, G., 1998, *Principles and Application of Geochemistry*: New Jersey, Prentice Hall, 2nd edition, 600 pp.
- Florindo, F., Roberts, A.P., Palmer, M.R., 2003, Magnetite dissolution in siliceous sediments: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(7), 1053, doi: 10.1029/2003GC000516.
- Garming, J.F.L., Bleil, U., Riedinger N., 2005, Alteration of magnetic mineralogy at the sulfate-methane transition: Analysis of sediments from the Argentine continental slope: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 151, 290-308, doi: 10.1016/j.pepi.2005.04.001.

- Garming, J. F. L., von Dobeneck, T., Franke, C., Bleil, U., 2007, Low-temperature partial magnetic self-reversal in marine sediments by magnetostatic interaction of titanomagnetite and titanohematite intergrowths: *Geophysical Journal International*, 170(3), 1067-1075, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03504.x
- Geiss, C.E., Zanner, W., 2006, How abundant is pedogenic magnetite? Abundance and grain size estimates for loessic soils based on rock magnetic analyses: *Journal Geophysical Research*, 111, B12S21, doi:10.1029/2006JB004564.
- Geiss, C.E., Zanner, W., Banerjee, S.K., Joanna, M., 2004, Signature of magnetic enhancement in loessic soil in Nebraska, United States of America: *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 355-367.
- Hunt, P. C., Banerjee, S. K., Han, J., Solheid, P. A., Oches, E. A., Sun, W., Liu, T. S., 1995, Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-palaeosol sequences of the western Loess Plateau of China: *Geophysical Journal International*, 123, 232-246.
- Jordanova, D., Jordanova, N., 1999, Magnetic characteristic of different soil types from Bulgaria: *Studia Geophysica et Geodaetica*, 43, 303-318.
- Köppen, W., 1923, *Die Klimate der Erde. Grundriss der Klimakunde: Berlin und Leipzig, W. de Gruyter*, 369 pp.
- McBride, J., 1994, *Environmental Chemistry of Soils: Oxford University Press*, 395 pp.
- Maher, B., 1998, Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications: *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 137, 25-54.
- Maher, B.A., Alekseev, A., Alekseeva, T., 2003, Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, 321-341.
- McEnroe, S. A., Harrison, R.J., Robinson, P., Langenhorst, F., 2002, Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of "lamellar magnetism" with implications for planetary magnetic anomalies: *Geophysical Journal International*, 151, 890-912.
- Moskowitz, B.M., Jackson, M., Kissel, C., 1998, Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites: *Earth and Planetary Science Letters*, 157, 141-149.
- Mullins, C.E., Tite, M.S., 1973, Magnetic viscosity, quadrature susceptibility, and frequency dependence of susceptibility in single-domain assemblies of magnetite and maghemite: *Journal of Geophysical Research*, 78(5), 804-809.
- Orgeira, M.J., Compagnucci, R., 2006, Correlation between paleosol-soil magnetic signal and climate: *Earth, Planets and Space, Special Issue "Paleomagnetism and Tectonics in Latinamerica"*, 58(10), 1373-1380.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez, C.A., Di Tommaso I., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang Hu, Vilas J.F.A., 1998, Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina): *Journal of South American Earth Science*, 11(6), 561-570.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Tófaló, O.R., Vásquez, C.A., Berquó, T.S., Favier Dobois, C., Bohnel, H., 2003, Environmental magnetism in fluvial and loessic Holocene sediments and paleosols from the Chacopampean plain (Argentina): *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 259-274.
- Schwerdtfeger, W., 1976, *World Survey of Climatology, Climates of Central and South America, v. 12: Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company*, 532 pp.
- Stumm, W., 1992, *Chemistry of the Solid-Water Interface. Processes at the mineral-water and particle-water interface in natural systems: New Cork, Wiley-Interscience*, 428p.
- Thorntwaite, C.W., 1948, An approach toward a rational classification of climate: *Geographical Review*, 38, 55-94.
- Worm, H.-U., 1998, On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility: *Geophysical Journal International*, 133, 201-206.
- Worm, H.-U., Jackson, M., 1999, The superparamagnetism of Yucca Mountain Tuff: *Journal of Geophysical Research*, 104(B11): 25415-25425.
- Zhu, R.X., Matasova, G., Kazansky, A., Zykina, V., Sun, J.M., 2003, Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia: *Geophysical Journal International*, 152, 335-343.

Manuscrito recibido: Septiembre 12, 2007

Manuscrito corregido recibido: Octubre 31, 2008

Manuscrito aceptado: Noviembre 11, 2008