

MAGNETOESTRATIGRAFÍA EN UNA SUCESIÓN DE LOESS/PALEOSUELOS DEL PLEISTOCENO EN MARCOS PAZ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Juan Carlos BIDEGAIN¹, Sandra S. JURADO¹, Mauro L. GÓMEZ SAMUS¹

¹ Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT), CIC, La Plata. Buenos Aires.
E-mail: jcbidega@yahoo.com.ar

RESUMEN

Sedimentos del Cenozoico tardío expuestos en una cantera en las cercanías de la localidad de Marcos Paz, provincia de Buenos Aires, son estudiados desde el punto de vista estratigráfico y paleomagnético. La totalidad de la sucesión, a excepción del suelo actual, es de edad pleistocena y esta integrada por limos arcillosos algo arenosos y arenas finas. A partir del análisis de registros depositacionales y de las modificaciones postdepositacionales (paleosuelos) se determinaron 11 unidades estratigráficas. Las unidades 1, 2 y 3 del tramo superior corresponden a Brunhes (< 0,78 Ma), por debajo de los 6 metros de profundidad y hasta la base de la explotación, los registros paleomagnéticos fueron referidos a Matuyama (> 0,78 Ma). La Magnetozona Matuyama contiene subzonas de polaridad normal que fueron asignadas a las Subcronozonas Jaramillo (0,99 Ma) y Olduvai (1,9 Ma). En la base del perfil geológico (U10-U11), se determinaron niveles de polaridad reversa que se asignaron a Matuyama inferior (> 1,9 Ma). Los valores más elevados de susceptibilidad volumétrica corresponden a los materiales parentales menos pedogenizados (400×10^{-5}) y los más bajos a los horizontes gley ($20-30 \times 10^{-5}$ SI). A partir de estos registros, se confirma la existencia de un modelo magnetoclimático de fuertes vientos atenuado por pedogénesis y meteorización, establecido en trabajos anteriores.

Palabras clave: *Buenos Aires, Pleistoceno, loess, paleosuelo, magnetoestratigrafía.*

ABSTRACT

Magnetostratigraphy in a Pleistocene loess-paleosol sequence in Marcos Paz, Buenos Aires Province.

Late Cenozoic sediments exposed in a quarry in the locality of Marcos Paz (Buenos Aires province) are studied from a stratigraphic and paleomagnetic point of view. The whole sequence, with the exception of the recent soil, belongs to the Pleistocene and is integrated by clayey silts, partly sandy and also by a layer of fine sand. Eleven different depositional/post-depositional units, numbered from unit 1 to 11 downwards, were determined. The units 1, 2 and 3 at the upper part of the geological section should be assigned to Brunhes (< 0.78 Ma). Below a depth of 6 meters the reverse polarity zone corresponds to Matuyama (> 0.78 Ma). Matuyama Magnetozone includes some subzones of normal polarity that should be assigned to the Subchron Jaramillo (0.99 Ma) and to the Subchron Olduvai (1.9 Ma). The reverse polarity levels determined at the bottom of the profile should be assigned to the lower Matuyama (> 1.9 Ma). The highest susceptibility values are recorded in the less pedogenized sediments (400×10^{-5}) while the lowest values are always obtained in gley horizons (30×10^{-5}). The data support the wind-vigor magnetoclimatological model although damped by pedogenesis and weathering as it was established previously.

Keywords: *Buenos Aires, Pleistocene, loess, paleosols, magnetostratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

La cantera de Marcos Paz está ubicada en la margen izquierda de un arroyo, en las cabeceras de la cuenca Matanza-Riachuelo (34°49'20" S, 58°44'05" O). Sedimentos loessoides y paleosuelos expuestos en

los distintos frentes de explotación de la cantera son estudiados mediante paleomagnetismo y magnetismo ambiental.

El loess de Argentina, según Teruggi (1957), ha sido transportado por el viento desde el oeste y sudoeste de la región pampeana. Por otra parte Zárata y Blasi

(1991), sostienen que el valle inferior del río Colorado también fue una fuente de aporte de loess muy importante. El material, al depositarse y compactarse, tiene la particularidad de retener las direcciones del campo magnético terrestre (cmt) por la presencia de titanomagnetitas. Esta

particularidad ha sido señalada en diversos estudios realizados en el exterior y en nuestro país (Thompson y Oldfield 1986, Maher y Thompson 1991, Orgeira 1987, Bidegain 1991, 1998, Nabel *et al.* 1993). Los estudios paleomagnéticos en la localidad de Marcos Paz, revelan, como en otras localidades loésicas, la posibilidad de establecer zonaciones de magnetopolaridad en perfiles de secuencias del Pleistoceno. Dichas zonaciones son de utilidad en la correlación y datación a nivel regional.

Los estudios más detallados realizados en la región revelaron una clara zonación Brunhes/Matuyama y en algunas localidades se ha mencionado el registro de subzonas que atribuyeron a los Subcrones Jaramillo y Olduvai (Bobbio *et al.* 1986, Bidegain 1991). En todos los trabajos paleomagnéticos del norte de la provincia de Buenos Aires y en los más recientes (Bidegain *et al.* 2009) se indicó que el límite BM (Brunhes/Matuyama) coincide generalmente, aunque no exactamente, con un paleosuelo de polaridad reversa determinado en la cantera de Hernández (34°54'28''S, 58°00'41''O) por Bidegain (1991) y que Nabel *et al.* (1993) denominaron Hisisa en el perfil que los autores realizaron en la localidad de Baradero (33°48'53''S, 59°28'54''O). Dicho paleosuelo, en el sector Baradero-La Plata, está integrado por distintos horizontes con un espesor que generalmente supera 1,50 m y presenta un horizonte Bt, bien estructurado en media caña en el tope. En la mayoría de los perfiles dicho paleosuelo está separado de las unidades supra e infrayacentes por contactos netos. También se mencionan las discontinuidades litológicas, algunas referidas a discordancias entre la Formación Buenos Aires y la Formación Ensenada, (Bidegain y Rico 2004) y sugerida por Riggi *et al.* (1986), o entre los sedimentos del Pampeano y Post-pampeano (Frenguelli 1950) y su relación con las magnetozonas. Heil *et al.* (2010) erróneamente, refieren el límite BM al límite entre las unidades litoestratigráficas Buenos Aires y Ensenada a partir de las primeras interpretaciones

realizadas por Bidegain (1998) en la cantera de Gorina (34°54'08'' S., 58°01'55'' O). Aquellas interpretaciones fueron expresamente corregidas en trabajos más recientes en donde se aclara el concepto: los límites entre las unidades litoestratigráficas definidas en la pampa Bonariense (Formación Buenos Aires y Formación Ensenada), constituidas por depósitos loésicos y loessoides, no tienen relación con el límite Brunhes/Matuyama, mas aún, en un trabajo realizado en la misma cantera de Gorina (Bidegain *et al.* 2007) se aclara expresamente que el límite BM está en la Formación Ensenada. Esto también se indicó para otras localidades estudiadas (Bidegain *et al.* 2005), como es el caso de la cantera de El Cristo (34°57'50'' S., 57°54'38'' O). Por otra parte, en relación con los estudios paleontológicos cabe mencionar que Cione y Tonni (1999), Nabel *et al.* (2000) y Cione y Tonni (2005), establecen biozonas en el Pleistoceno de la región pampeana en relación con las zonas magnetoestratigráficas mencionadas. Los autores consideran que la Biozona de *Tobypentes pampaeus* se determina en sedimentos de la Formación Ensenada, en la Magnetozona de polaridad reversa de Matuyama y en la base de la Magnetozona de polaridad normal de Brunhes. En tanto, la Biozona de *Megatherium americanum* se registra exclusivamente en sedimentos de la Formación Buenos Aires en la Magnetozona de polaridad normal de Brunhes.

A partir de los resultados obtenidos hasta el presente, se estima que el desarrollo de los estudios interdisciplinarios permitirá mejorar la relación entre biozona, estratigrafía y magnetoestratigrafía. Fósiles guía, tales como *Mesotherium cristatum*, que en un principio se pensaban restringidos a la Magnetozona Matuyama, en los últimos años también se registró en la base de la Magnetozona normal de Brunhes (Formación Ensenada).

En los últimos años se han intensificado las investigaciones que utilizan los parámetros magnéticos de los minerales de hierro en el análisis de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales del

Cenozoico tardío y particularmente en los depósitos de *loess* del Pleistoceno (Maher y Thompson 1991, Banerjee y Hunt 1993, Maher 1998, Chlachula *et al.* 1997, Orgeira *et al.* 1998, Evans y Heller 2001, Bidegain *et al.* 2005). Estas secuencias del Cenozoico tardío, muestran una alternancia de depósitos eólicos finos (*loess*) y horizontes pedológicos (paleosuelos), los primeros han sido referidos a períodos glaciales y los segundos a períodos cálidos interglaciales (Teruggi 1957). Los estudios de magnetismo ambiental realizados en nuestro país (Orgeira *et al.* 2003, Bidegain *et al.* 2005, 2007, 2009) demuestran esta alternancia climática mediante la utilización de parámetros magnéticos indicadores. No obstante, Zárate (2003), sugiere la existencia de una depositación de *loess* continua para la región pampeana con variaciones en la tasa de depositación y mayor reorganización pedogenética durante condiciones húmedas. A su vez señala que bajo ciertas condiciones se generan paleosuelos superpuestos o soldados, aspecto que también fue mencionado en sedimentos del Pleistoceno tardío de los alrededores de la localidad de Zárate (Tófaló *et al.* 2008).

Con el objeto de estudiar la ciclicidad paleoclimática, los distintos horizontes fueron muestreados para medición de los parámetros de magnetismo ambiental. En ese contexto los valores de susceptibilidad magnética como *proxy data* se han aplicado en forma cada vez más recurrente. Es evidente que la señal como respuesta de las condiciones ambientales previas debe ser analizada cuidadosamente debido a que la respuesta no se puede generalizar a todas las situaciones, más bien es un fenómeno complejo (Bidegain *et al.* 2005), que excede ampliamente el marco de un sólo modelo de comportamiento magnetoclimático. De todos modos, la susceptibilidad magnética es ampliamente aceptada como una herramienta *proxy* paleoambiental y paleoclimática que se utiliza en secuencias de *loess* de distintas partes del mundo. Se indica el valor de susceptibilidad volumétrica de campo y la interpretación de

este registro en relación con el perfil geológico. El conjunto de técnicas y parámetros magnéticos que se utilizan en magnetoclimatología forman parte de una próxima contribución.

METODOLOGÍA

Debido a las características del lugar de muestreo (cantera en actividad) la toma de muestras paleomagnéticas de todo el perfil geológico expuesto pudo completarse en distintas etapas. Aquellos niveles que presentaban valores dudosos por errores de campo o por características propias del material recolectado fueron remuestreados y en otros casos se obtuvieron muestras por duplicado que proporcionaron mayor certeza en el dato.

La observación de los distintos frentes de cantera posibilitó la diferenciación de once unidades estratigráficas (U1-U11), separadas por discontinuidades litológicas con contactos netos entre las mismas. Dentro de estas unidades se determinaron paleosuelos y horizontes menos afectados por la pedogénesis.

Se extrajeron 170 muestras paleomagnéticas orientadas, de las mismas se seleccionaron las más representativas a los fines de la presente contribución (83). La equidistancia entre las muestras varió entre 20 y 40 cm. Se midió la susceptibilidad volumétrica de campo con un susceptibilímetro Bartington MS2 y sensor MS2F. Paralelamente se extrajeron muestras no orientadas para medición de parámetros magnéticos y muestras de sedimento representativo de cada horizonte (0,5 kg) para estudios sedimentológicos y mineralógicos.

El magnetismo remanente natural (mrn) de todas las muestras se midió en el laboratorio del LEMIT mediante un magnetómetro MiniSpin (Molspin) de Bartington, luego se efectuó la desmagnetización por campos magnéticos alternos (cma), en el mismo laboratorio, con un equipo desmagnetizante de la misma empresa. Debido a los bajos valores de intensidad inicial (I^0) del magnetismo remanente natural (mrn) en algunas muestras, se decidió

aplicar campos desmagnetizantes escalonados a partir de campos bajos de 2.5 mT. El magnetómetro fue calibrado con muestra patrón (776 mA \cdot m⁻¹) y cada 5 mediciones se realizó un control de calibración mediante la misma muestra patrón. Los datos paleomagnéticos se procesaron con el programa Super-IAPD y representaron en redes estereográficas, mediante curvas de desmagnetización y diagramas de Zijderveld (Zijderveld 1967). Las direcciones de magnetización de las muestras se ubicaron en relación con el perfil geológico a los fines de determinar las unidades correspondientes de cada zona y subzona de magnetopolaridad. Por otra parte se indicaron los valores de intensidad del mrn.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En el presente trabajo se determinaron 11 unidades (U1-U11), separadas por discontinuidades, en la mayoría de ellas se diferencian paleosuelos y en algunas paleosuelos superpuestos.

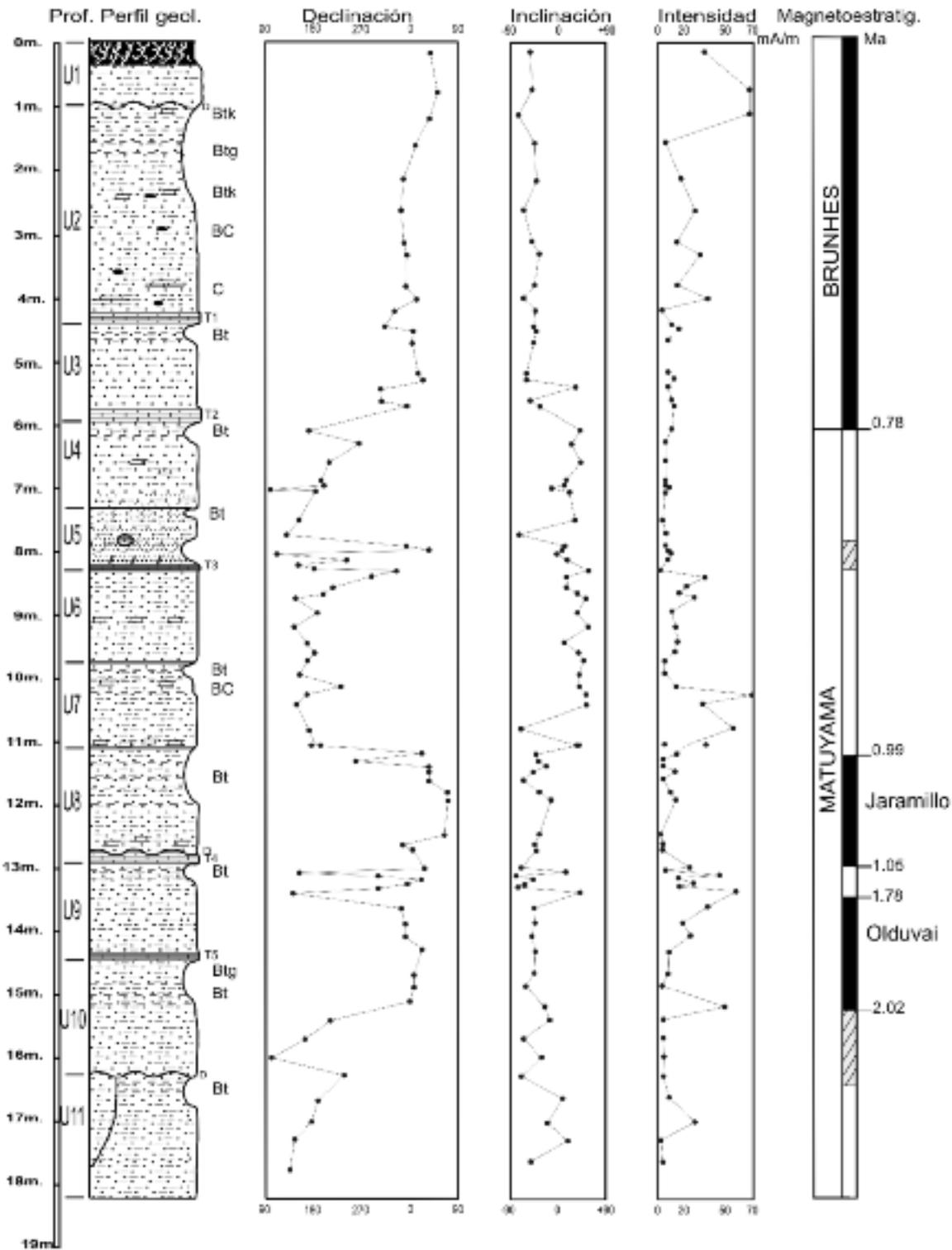
En la figura 1 se consignan los valores de declinación (D) e inclinación (I) características y de la intensidad mrn de las muestras en relación con el perfil geológico. La columna magnetoestratigráfica conforme a Cande y Kent (1995) se indica a la derecha de la misma figura. Las unidades U1, U2, U3 hasta el nivel calcáreo (T2) inclusive corresponden a la Magnetozona de polaridad normal de Brunhes (< 0,78 Ma). La transición BM se produce por debajo, en el pasaje de la unidad U3 a la U4, en niveles pedogenizados (Bt).

Las capas designadas como U4, U5, U6, U7 se asignan a Matuyama superior. La capa U5 es la más arenosa de todo el perfil y se puede dividir en dos sectores: el superior, limo arenoso separado del inferior por un contacto ondulado, que en algunos sectores presenta rodados de tosca. El inferior está integrado por arena fina a muy fina, presenta rizoconcreciones en la base y se apoya sobre una superficie constituida por una arenisca calcárea muy dura, T3. Los niveles arenosos que

no presentan ningún tipo de compactación proporcionan direcciones (D e I) anómalas, tanto normales como reversas que se atribuyen a las características propias del material y a su imposibilidad intrínseca de aportar datos confiables desde el punto de vista paleomagnético. La única resolución de este aspecto controversial es de contexto, esto se debe a que las unidades suprayacentes e infrayacentes son de polaridad reversa, por ello se infiere que U5 tiene una edad que supera los 0,78 Ma. Tanto U6 como U7, presentan direcciones de polaridad predominantemente reversas y se atribuyen a Matuyama superior, la base de U7 se aproximaría a los 0,98 Ma. La U8 es de polaridad normal y fue asignada a Jaramillo (0,99-1,05 Ma), es un paleosuelo complejo, conspicuo, con un horizonte Bt en media caña bien marcado en el tope, la base es un horizonte menos pedogenizado. Debajo de esta unidad se registran polaridades anómalas normales y reversas pero no por un control litológico como en la U5, sino posiblemente por la presencia de un hiatus significativo que no permite obtener un buen número de registros de polaridad reversa. Es posible, por ello, pensar que los datos de este sector del perfil constituyen un registro condensado de Matuyama medio (1,05-1,78 Ma). Gran parte de la unidad designada U9 y parte superior de la U10 presenta direcciones de polaridad normal que se atribuyen a Olduvai (1,78 - 2,02 Ma). La base de U10 presenta direcciones transicionales y la U11 reversas, que podrían asignarse a Matuyama inferior (Fig. 1).

Por el rango de variación de la intensidad del mrn se pudo comprobar la existencia de diferencias marcadas en la concentración de minerales magnéticos a lo largo del perfil. Los valores más bajos de (I^0) fueron 2 - 4 mA/m y los máximos superaron los 50 mA/m. Estos valores máximos se registran en el sector superior asignado a Brunhes, en el asignado a la base de Matuyama superior y medio y en el asignado a Olduvai.

En la figura 2 se ilustra el comportamiento magnético típico de los sedimentos es-



REFERENCIAS

- | | | | | |
|------------------|-------------------|-----------------|--------------|------------------------|
| Buzo actual | Rodado de tosca | Cutanes y motas | Paleocanales | Polaridad Normal |
| Contacto abrupto | Contacto ondulado | Discordancia | Tosca | Polaridad Reversa |
| Limo arcilloso | Arena fina | Rizocreciones | | Polaridad Transicional |

Figura 1: Perfil geológico, declinación e inclinación de la magnetización remanente característica. Intensidad del MRN y columna magnetoestratigráfica.

tudiados, a los cuales se les aplicó un tratamiento desmagnetizante por campos magnéticos alternos decrecientes. Los resultados se representaron mediante redes estereográficas, curvas de desmagnetización y diagramas de Zijderveld. La muestra designada MPF3 (a) con $I^0 = 28.7$ mA/m, corresponde a Matuyama inferior. Si bien en las etapas iniciales de la desmagnetización las direcciones corresponderían a una muestra de polaridad normal, a partir de 7,5 mT de campo pico aplicado la inclinación es afectada por el campo aunque no la declinación que sigue siendo aparentemente normal aún superado el cmd (campo medio desmagnetizante) a 10 mT. Esto indica presencia de minerales con baja coercitividad de la remanencia. A campos alternos algo más elevados (20 mT) la polaridad reversa es consistente tanto para D como para I. En el diagrama *end point* de la misma muestra se obtiene una caída recta hacia el origen desde las primeras etapas de “lavado”, lo cual sugiere que el principal portador de la remanencia es la magnetita (o más específicamente las titanomagnetitas). La inversión de signo a 20 mT estaría relacionada con una oxidación secundaria aunque no conforma una fase antiferromagnética apreciable por esta vía.

Las muestras pertenecientes al intervalo (o zona normal) Olduvai (Fig 2b), presentan un comportamiento muy estable y si bien a campos elevados de 70 mT hay un mayor apartamiento de las direcciones, cabe consignar que la I^0 es 23.873 mA/m y la intensidad a un campo pico de 70 mT está muy por debajo del 10% de ese valor ($Int = 0,151$). Las direcciones a 60 mT de campo pico aplicado, indican que el criterio de utilizar el umbral del 10% de la intensidad inicial es apropiado. La intensidad alcanzada a 60 mT de campo pico fue de 2,134 mA/m. El comportamiento de las direcciones y de la intensidad con una caída recta hacia el origen en el diagrama *end point*, evidencia un comportamiento “blando” frente a la desmagnetización por cma y al igual que en el caso anterior, no manifiesta influencia de minerales antiferromagnéticos como

la hematita y/o la goethita.

La muestra MP14 (c) del sector asignado a Jaramillo, presenta un valor de I^0 inferior a las muestras MPF3 y MPF11 (13,558 mA/m), este valor no es tan bajo si se lo compara con valores de otros niveles muestreados (2 mA/m). El valor de susceptibilidad de campo, también decrece notablemente en este paleosuelo limo arcilloso debido a una menor concentración de minerales magnéticos. Las direcciones permanecen estables hasta 10 mT de campo pico aplicado como se indica en la red, que es cuando la intensidad alcanza un valor de 2,3 mA/m, a 15 mT la intensidad esta muy por debajo de 1 mA/m. En el diagrama *end point* se infiere la presencia de una componente viscosa generada posiblemente por oxidación secundaria que es eliminada a campo bajo de 2.5 mT, esto se evidencia por el cambio en las direcciones. En la curva de desmagnetización el fenómeno se manifiesta por un incremento en la intensidad a campos pico de 2,5 mT a partir del cual se desmagnetiza la componente magnética.

La muestra MP16 (d) corresponde a Matuyama superior, con intensidad I^0 (58,4 mA/m), que es considerablemente más elevada que las anteriores, presenta componentes viscosas que son eliminadas a campos bajos (2,5 mT). A partir de 5 mT de campo aplicado la caída de la intensidad es progresiva, superándose el CMD a 20 mT de campo pico aplicado y el 10% de la I^0 a campos de 50mT ($Int = 3,7$ mA/m). Las direcciones D e I son reversas desde el inicio del tratamiento y no se producen apartamientos considerables a campos elevados.

Las muestras de la zona asignada a Brunhes (e), presentaron direcciones muy estables y similares comportamientos de la intensidad frente a la desmagnetización por cma (Fig. 2e, Muestra MPF 35). Para una intensidad inicial de 19,226 mA/m las direcciones fueron: $D = 34,4$ e $I = -49,3$, a 50 mT de campo pico la intensidad decrece a 1,189 y las direcciones fueron: $D = 328$ e $I = -53$. Los valores escogidos en la representación corresponden a un

campo pico de 40 mT ($D = 349,8$, $I = -45,5$) debido a que la intensidad está en torno al 10% de la inicial (2,043 mA/m). Debido a que los valores de susceptibilidad volumétrica están en un rango de 12 a 400×10^{-5} SI, a lo largo del perfil, si consideramos un valor medio de 200×10^{-5} SI, obtenemos al menos 8 sectores con valores más elevados que dicho valor y 8 por debajo del mismo. Los primeros se relacionan con el *loess* menos pedogenizado o material parental, los 8 sectores con valores por debajo de 200 corresponden a mayor pedogénesis y meteorización, es decir disminución marcada del contenido en minerales magnéticos. Empero, en algunas capas, la pedogénesis de los niveles superiores afecta a los inferiores (BC) más que en otras causando *depletion* de los valores magnéticos del material parental como ocurre en U3, U8, U11, este comportamiento podría estar asociado a períodos relativamente más húmedos que favorecieron el mayor desarrollo pedogénico. Un caso extremo se evidencia en presencia de horizontes hidromórficos en paquetes sedimentarios con paleosuelos soldados (U2), debido a ello, la diferencia de registro de estos horizontes con el material menos pedogenizado es aún más marcada (Fig. 3). También hay capas como la U6 y la U9 que presentan escaso desarrollo pedogénico, en ambos casos, particularmente en este último, no hay mayores diferencias en el registro magnético entre paleosuelo y loess. Esta característica ya observada en Gorina (Bidegain *et al.* 2001) y en la cantera de El Cristo (Bidegain *et al.* 2005) se relacionaría con imposición de condiciones regionales semiáridas durante la formación del suelo. Bajo tales condiciones los minerales magnéticos del *solum* están menos alterados que bajo condiciones de mayor humedad, debido a ello, el registro magnético en la parte superior del perfil del paleosuelo no difiere mayormente del registro de la parte inferior del mismo (menos pedogenizado). Los registros magnetoclimáticos obtenidos hasta el presente, en una parte de la amplia región pampeana, confirman el predominio del mode-

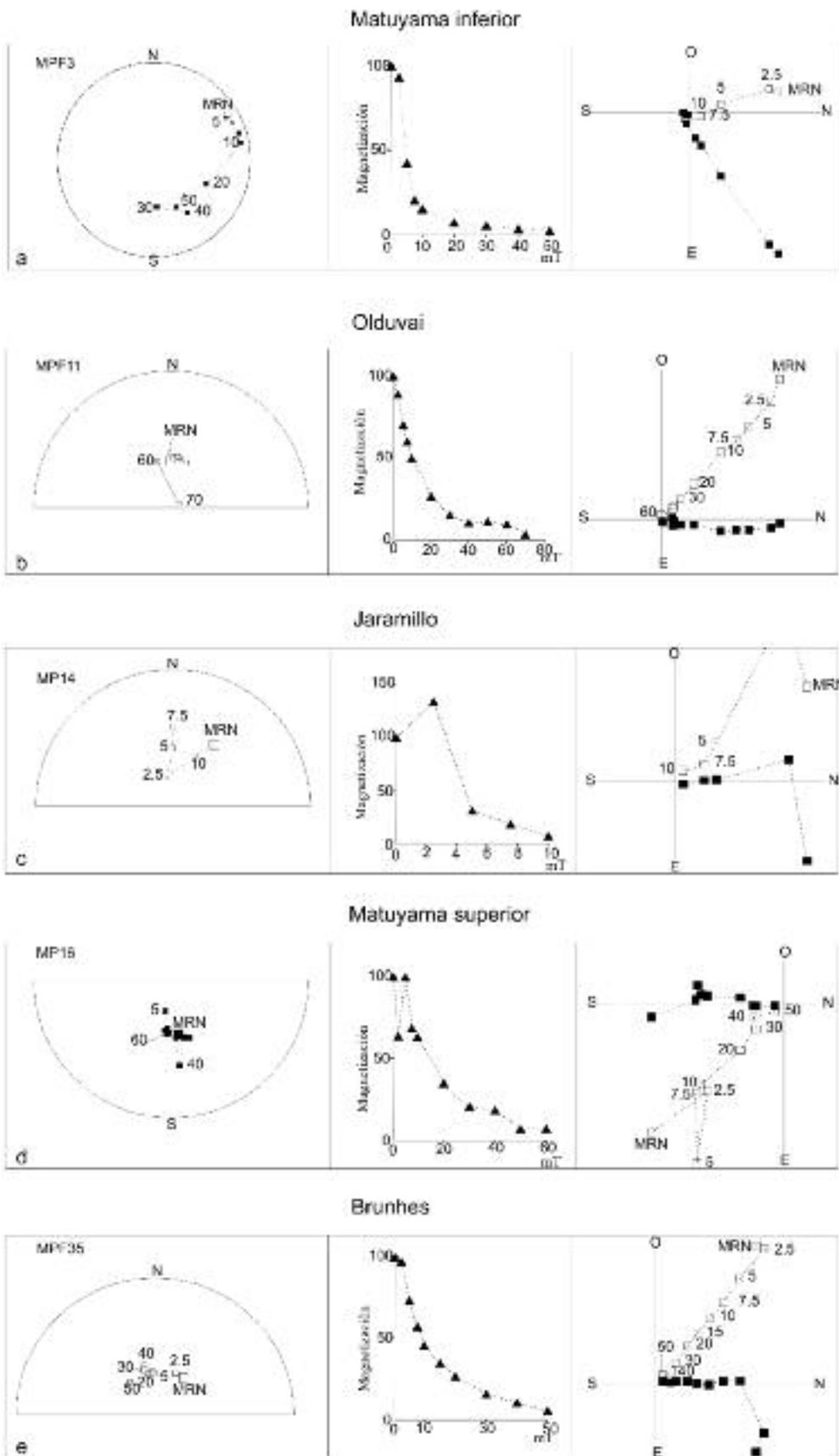


Figura 2: Red estereográfica, curva de desmagnetización y diagrama de Zijderveld de muestras desmagnetizadas mediante CMA.

lo de fuertes vientos, aunque fuertemente condicionado por la pedogénesis. La susceptibilidad volumétrica, es una herramienta apropiada, en una primera aproximación, en el sentido de reflejar la importancia de la pedogénesis, en la caída de los valores de los parámetros de concentración.

DISCUSIÓN

El perfil geológico presenta características litológicas y paleomagnéticas algo diferentes a las de los perfiles de las canteras del sector Baradero - La Plata. Lo primero se expresa por una capa de arena fina a muy fina, continua, eólica, en la zona de polaridad reversa de Matuyama (superior) que no ha sido mencionada previamente, lo segundo mediante niveles de polaridad reversa en la base del perfil que podrían asignarse a Matuyama inferior. Otra característica distintiva es que el paleosuelo conspicuo de polaridad reversa mencionado en los perfiles del sector Baradero-La Plata (Bidegain, *et al.* 2009), tiene muy poca expresión en Marcos Paz y no constituye un aspecto distintivo de diferenciación u horizonte guía magnetoestratigráfico.

Independientemente de las diferencias indicadas, la zonación magnetoestratigráfica obtenida tiene un precedente similar en el perfil paleomagnético de la cantera de Hernández (La Plata) en donde se determinaron dos niveles de polaridad normal dentro de la Magnetozona reversa de Matuyama, con la diferencia de que en Hernández no se midieron niveles de polaridad reversa debajo de aquellos asignados a Olduvai como ocurre en Marcos Paz (Matuyama inferior > 1,9 Ma). En la cantera de Gorina, La Plata, se realizaron 5 perfiles completos y sólo se determinó un nivel de polaridad normal en la base de los mismos. A partir de los registros obtenidos por Heil *et al.* (2010) en la misma cantera, resulta evidente que los datos de polaridad normal y reversa de Matuyama corresponden en muchos casos a registros sedimentarios condensados de esos tiempos de magnetopolaridad

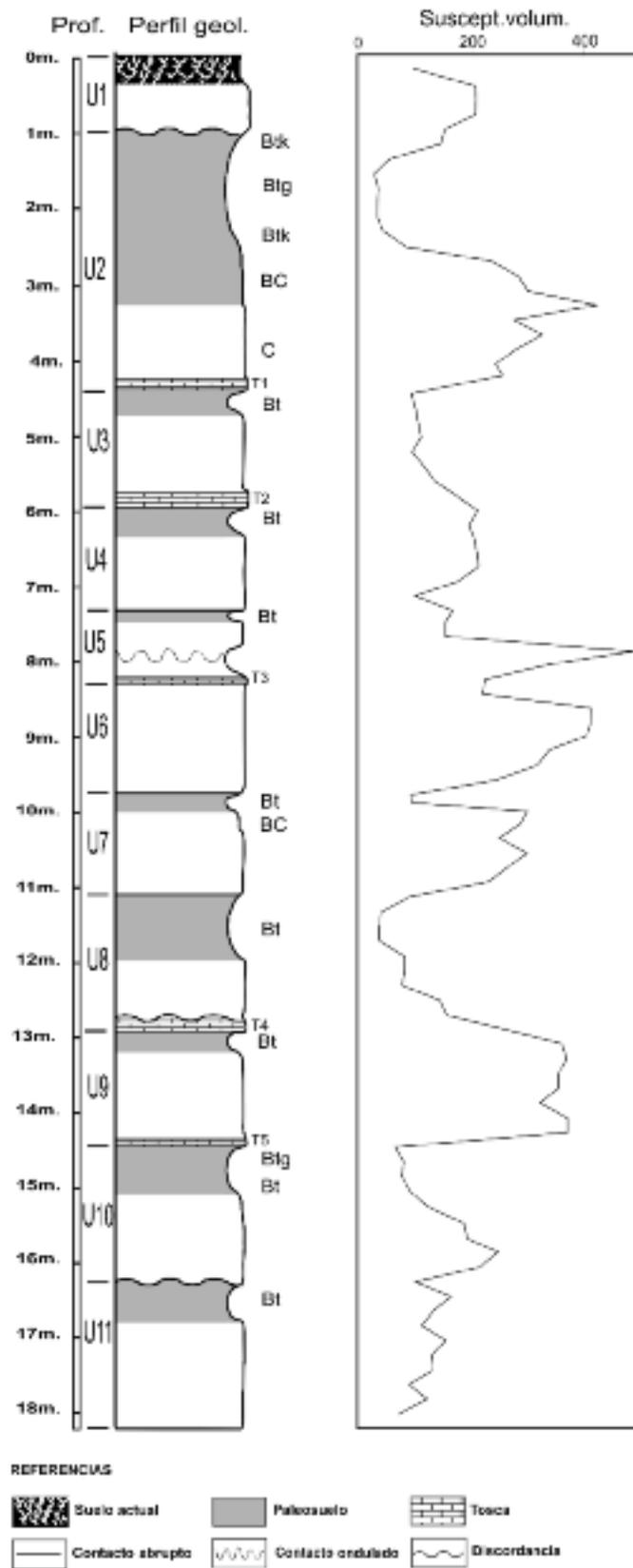


Figura 3: Secuencia de loess y paleosuelos en Marcos Paz y registros de susceptibilidad magnética ($\times 10^{-5}$ SI).

dad. Los autores indican que existen registros normales en la Magnetozona de Matuyama que corresponderían a Jaramillo y Olduvai.

Las limitaciones que impone la existencia de depósitos discontinuos condicionan el registro magnético, no obstante es evidente, a juzgar por los aportes de diversos investigadores, que la Zona reversa de Matuyama permite obtener una y en el mejor de los casos dos subzonas de polaridad normal. Re y Orgeira (1991), también indican la existencia de subzonas de polaridad normal dentro de la zona reversa de Matuyama en la ciudad de Buenos Aires.

Desde el punto de vista de las unidades litoestratigráficas, la base y sectores medios de la secuencia estudiada en Marcos Paz podrían asignarse a la Formación Ensenada y las unidades superiores a la Formación Buenos Aires. Los depósitos de loess indicados como U1, en discordancia depositacional corresponden a sedimentos del Pleistoceno tardío estudiados en la región de La Plata (máximo glacial), datados mediante OSL en 19 Ka (Frechen *com. pers.*) y sobre los mismos se desarrolló el suelo actual. Es posible que los sedimentos de la base del perfil contengan fauna de vertebrados fósiles del Cenozoico tardío (posiblemente edad mamífero Ensenadense), a juzgar por la presencia de crotovinas en la Magnetozona de Matuyama.

CONCLUSIONES

Las unidades del tramo superior del perfil de Marcos Paz (U1, U2, U3) corresponden a la Cronozona de magnetopolaridad normal Brunhes (< 0,78 Ma). Por debajo de los 6 metros de profundidad y hasta la base de la explotación (Unidad 11), los registros paleomagnéticos fueron referidos al Cron de magnetopolaridad Matuyama (> 0,78 Ma). En la zona reversa se obtienen registros de polaridad normal que podrían asignarse a los Subcrones Jaramillo (0,99 - 1,05 Ma) y Olduvai (1,78 - 2,02 Ma). Además, en la base de la cantera, las unidades denominadas U10 y

U11 presentan niveles de polaridad reversa que corresponderían a Matuyama inferior (> 2,02 Ma).

El modelo de comportamiento de la susceptibilidad magnética es consistente con el determinado en otras secuencias loésicas del norte de la provincia de Buenos Aires, desde San Pedro hasta La Plata. Los valores más elevados de susceptibilidad corresponden a los materiales parentales menos pedogenizados (400×10^{-5} SI) y los más bajos a los horizontes de paleosuelos y meteorización más intensa ($20 - 40 \times 10^{-5}$ SI).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. Marcelo Toledo por haber indicado el lugar de la cantera de Marcos Paz. Este trabajo fue realizado con apoyo económico del LEMIT y de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Banerjee, S.K. y 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: 843-846.
- Bidegain, J.C. 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Tesis doctoral, University Stockholm (Inédita), 128 p., Stockholm.
- Bidegain, J.C. 1998. New evidence of the Brunhes-Matuyama polarity boundary in the Hernandez-Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11: 207-229.
- Bidegain J.C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 451-461
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J. y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de

loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la Cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 503-516.

- Bidegain, J.C., Evans, M.E. y van Velzen, A.J. 2005. A magnetoclimatological investigation of Pampean Loess. *Geophysics Journal International* 160: 55-62.
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J. y Rico, Y. 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 17-29.
- Bidegain, J.C., Rico Y., Bartel, A., Chaparro, M.A.E. y Jurado, S.S. 2009. Magnetic parameters reflecting pedogenesis in Pleistocene loess deposits of Argentina. *Quaternary International* 209: 175-186.
- Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira, M.J. y Valencio, D.A. 1986. La Magnetoestratigrafía del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de La Plata (excavación nuevo teatro Argentino): su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 7-21.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100: 6093-6095.
- Chlachula, J., Rutter, N.W. y Evans, M.E. 1997. A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34: 679-686.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1999. Biostratigraphy and chronological scale of uppermost Cenozoic in the Pampean Area, Argentina. En Tonni, E.P. y Cione, A.L. (eds.) *Quaternary Vertebrate Palaeontology in South America. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 12: 23-51.
- Cione, A. L. y Tonni, E.P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 11: 183-200, La Plata.
- Evans, M.E. y Heller, F. 2001. Magnetism of loess/paleosol sequences: recent developments. *Earth Science Reviews* 54: 129-144.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología de la Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Serie 2*: 1-72
- Heil, C.W. Jr., King, J.W., Zárate, M.A. y Schultz,

- PH. 2010. Climatic interpretation of a 1.9 Ma environmental magnetic record of loess deposition and soil formation in the central eastern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 30: 1-14.
- Maher, A.B. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 137: 25-54.
- Maher, A.B. y Thompson, R. 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geology* 19: 3-6.
- Nabel, P., Camilion, M.C., Machado, G.A., Spiegelman, A.T. y Mormeneo, L. 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Pcia. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 193-206.
- Nabel, P.E., Cione, A. y Tonni, E.P. 2000. Environmental changes in the Pampean area of Argentina at the Matuyama-Brunhes (C1r-C1n) Chrons boundary. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 162: 403-412.
- Orgeira, M.J. 1987. Estudio paleomagnético de sedimentos del cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 362-376.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vázquez, C.A., di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu Y. y 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 Sciences* 11: 561-570.
- Orgeira, M.J., Walther A.M. y Vázquez, C. 2003. Magnetismo ambiental, estado actual de desarrollo en Argentina. Su aplicación a paleoclimas. 2º Congreso de Geología de Cuaternario, Actas: 129-136, Tucumán.
- Ré, G. y Orgeira, M.J. 1991. Estudio paleomagnético de una secuencia de sedimentos del "Ensenadense-Bonaerense" del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 159-166.
- Riggi, J.L., Fidalgo, F., Martínez, O.R. y Porro, N.E. 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 316-333.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine Loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 322-332.
- Thompson, R. y Oldfield, F. 1986. *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, 227p., London.
- Tófaló, O.R., Orgeira, M.J., Ramos, A.M. y Alonso, M.S. 2008. Sucesión sedimento-pedológica del Cenozoico tardío de Zárate (Buenos Aires): registro continental del MIS 5 e intervalos interglaciales más antiguos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 430-441.
- Zárate, M. 2003. loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006.
- Zárate, M.A. y Blasi, A. 1991. Late Pleistocene and Holocene loess deposits of southeastern Buenos Aires province. Argentina. *Geojournal* 24: 211-220.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. En Collinson, D.W., Creer, K.M. y Runcorn, S.K. (eds.) *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier, p. 254-286, Amsterdam.

Recibido: 29 de diciembre, 2010.
Aceptado: 2 de septiembre, 2011.