



ISSN: 2007-9656

LATINMAG LETTERS

October 2014 - Volume 4 - Number 4

LL14-04-04Rs

RESEARCH PAPER

Published on behalf of the Latin American Association of Paleomagnetism and Geomagnetism by the Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Caracterización magnética y datación preliminar mediante paleointensidades relativas de sedimentos lacustres de la Formación Tajamar (Guachipas), Salta Argentina

María A. Irurzun, Gustavo González Bonorino,
Claudia S.G. Gogorza, Sarah Hall, Liliana del Valle Abascal,
Ricardo N. Alonso, Nicolás Larcher

18 pages, 11 figures

Latinmag Letters can be viewed and copied free of charge at:
<http://www.geofisica.unam.mx/LatinmagLetters/>

Papers contents can be reproduced meanwhile the source is cited



Caracterización magnética y datación preliminar mediante paleointensidades relativas de sedimentos lacustres de la Formación Tajarar (Guachipas), Salta, Argentina.

María A. Irurzun^{1*}, Gustavo González Bonorino², Claudia S. G. Gogorza¹, Sarah Hall³, Liliana del Valle Abascal⁴, Ricardo N. Alonso⁵, Nicolás Larcher⁶.

¹ Instituto de Física Arroyo Seco (IFAS), Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de Buenos Aires (CIFICEN), Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNCPBA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Tandil, Argentina.

² Facultad Regional Río Grande, UTN, Río Grande, Tierra del Fuego

³ College of the Atlantic, Maine, USA

⁴ Facultad Regional Río Grande, UTN, Río Grande, Tierra del Fuego

⁵ Facultad de Ciencias Naturales – Universidad Nacional de Salta (UNSA)

⁶ Mina Pirquitas Inc. Departamento de Rinconada, Jujuy.

*Corresponding author E-mail: airurzun@exa.unicen.edu.ar

Recibido: Julio 2014, Aceptado: Septiembre 2014, Publicado: Octubre 2014

Abstract. This paper presents a detailed study of rock magnetism in lacustrine sediments from three sample sequences from the Pleistocene Tajarar Formation, exposed in an outcrop near the locality of Guachipas (25°31.0'S 65°30.5'W), in Salta Province, Argentina. The studied sediments are located in the drainage of the Guachipas River, which drains Meso-Cenozoic outcrops that border the southern end of the Lerma Valley. The studied samples showed a stable remanent magnetization that was obtained after removing a viscous remanent magnetization with alternating fields of about 10-15 mT. The magnetic properties indicate that the main carrier of remanence is magnetite with the presence of hematite in different percentages. Magnetite samples have magnetic grain sizes between 4 and 16 μm . The magnetic concentration parameters have the same variations as the stable remanent magnetization suggesting the signal is dominated by this magnetic parameter. Based on this, the relative paleointensities were calculated using the normalization method. In order to obtain an approximate age for the deposits, the relative paleointensity curve of Guachipas was compared with the SINT800 curve using different correlation windows. The best correlation was obtained with the window 40 – 200 ky BP.

Key words: *Rock magnetism, Paleomagnetism, Dating methods, South America.*

Resumen: En este trabajo se presenta un detallado estudio de magnetismo de rocas para caracterizar sedimentos lacustres obtenidos en tres secuencias de muestras recolectadas en la Formación Tajarar, Pleistoceno, en la localidad de Guachipas (25°31.0'S 65°30.5'O), provincia de Salta, Argentina. Los sedimentos de Guachipas se encuentran en la cuenca hídrica del río Guachipas, el cual drena afloramientos de estratos Meso-Cenozoicos que bordean el extremo austral del valle de Lerma. Las muestras estudiadas revelaron una magnetización remanente viscosa eliminada con campos alternos de alrededor de 10-15 mT, a partir de 20 mT se pudo obtener una magnetización remanente estable. Las propiedades magnéticas indicaron que el principal portador de la remanencia es magnetita con presencia



de hematita en diferentes porcentajes. Las muestras de magnetita tienen tamaños de grano entre 4 y 16 μm . Los parámetros dependientes de la concentración magnética varían de la misma manera que la magnetización remanente estable lo que sugiere que las variaciones de la magnetización están controladas por este parámetro magnético. Teniendo en cuenta lo expuesto, se calcularon las paleointensidades relativas utilizando el método de normalización. Para datar los sedimentos, la curva de paleointensidades relativas patrón de Guachipas se comparó con la curva SINT800 en diferentes ventanas de correlación. La mejor correlación se obtuvo para la ventana 40 – 200 ka BP.

Palabras clave: Magnetismo de rocas, Paleomagnetismo, Métodos de datación, América del Sur.

1. Introducción

Los testigos de sedimentos lacustres son excelentes archivos de distintos tipos de información: física, química, biológica, climática, etcétera, ya que -en general- guardan información de manera continua. En particular, son buenos grabadores de parámetros magnéticos. Esto permite obtener registros continuos de cambios en concentración, tamaño de grano y mineralogía magnética, así como también de variaciones paleoseculares y paleointensidades relativas del campo magnético terrestre (CMT) (Peck *et al.*, 2004, Gogorza *et al.*, 2004, 2006, 2012, Yang *et al.*, 2009, Irurzun *et al.*, 2008, 2009, 2014, Warrier *et al.*, 2014).

El presente trabajo analiza las propiedades magnéticas de sedimentos lacustres en la Formación Tajamar (Pleistoceno; ver revisión stratigráfica en González Bonorino y Abascal, 2012a). Esta formación está constituida por sedimentos pelíticos y arenosos que se depositaron en un lago que ocupó el sector oriental y austral del valle de Lerma (Fig. 1). Este paleolago, denominado paleolago Lerma, se originó por el embalse -endicamiento- del drenaje como consecuencia de la elevación de la sierra de Mojotoro.

Malamud *et al.* (1996) realizaron los únicos estudios magnéticos publicados sobre la Formación Tajamar. Mediante la desmagnetización térmica de la magnetización remanente natural (NRM) de muestras de Rumical (Fig. 1, localidad 2) determinaron que el principal portador de la magnetización en ese sector es la hematita.

Los objetivos del presente trabajo son, presentar nuevos datos de magnetismo de roca en sedimentos de un afloramiento de la Formación Tajamar en la localidad de Guachipas, sector sur del lago Lerma (Fig. 1, localidad 3) así como también datar los sedimentos del sitio estudiado a partir de métodos paleomagnéticos.

2. Metodología

El muestreo se llevó a cabo en un afloramiento de la Formación Tajamar en la localidad de Guachipas ($25^{\circ}31.0'S$ $65^{\circ}30.5'O$), provincia de Salta, Argentina. La Figura 1b muestra parte del afloramiento muestreado. Se hincaron cubos plásticos de 8 cc, uno inmediatamente debajo de otro en tres perfiles paralelos (TP, TA, TB). La ubicación de cada muestra en el perfil se determinó tomando como profundidad inicial 2.5 cm, posteriormente y debido a que la arista de cada cubo es de 2.5 cm, se le sumó a cada muestra este valor para conformar la profundidad de cada nivel de sedimento. Se obtuvieron 158 muestras para cada perfil, lo que hace un total de 474 muestras. Cada perfil abarcó un espesor de 4 m y estaban separados entre 1.5 y 2 m entre sí.

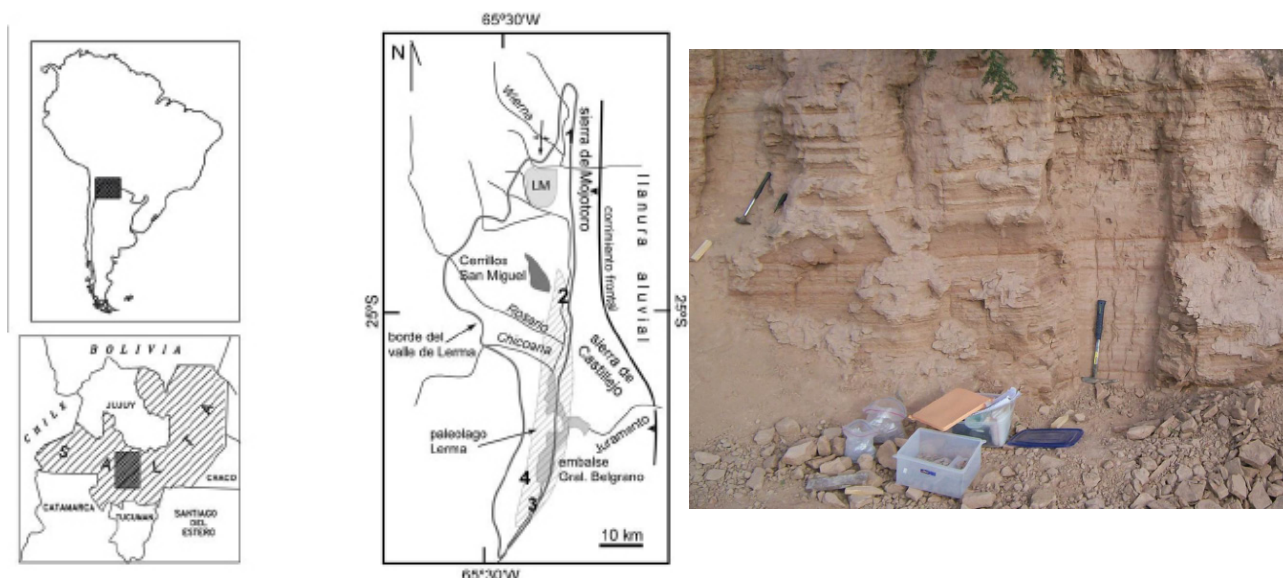


Figura 1. a) Mapa de ubicación. En el recuadro ampliado la línea gruesa gris indica el perímetro del Valle de Lerma y algunas localidades y accidentes geográficos de referencia. El área con sombreado de líneas diagonales representa la antigua extensión máxima del paleolago Lerma (Gonzalez Bonorino y Abascal, 2012a). LM - Lomas de Medeiros, 1 - Terrazas del río Caldera, 2 - Rumical, 3 - Guachipas, 4 - Arroyo Tajamar. b) Foto del sitio de muestreo.

Las muestras fueron medidas y analizadas en el laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo Ambiental del IFAS – UNCPBA. Se realizaron mediciones de susceptibilidad (específica, χ y volumétrica, k) en alta y baja frecuencia (4700Hz, k_{af} y 470Hz, k_{bf}) utilizando un susceptibilímetro MS2 de Bartington Instruments Ltd.

Para determinar la intensidad y dirección de la magnetización remanente natural (MRN) se utilizó un Magnetómetro JR6A (Agico Ltd.) y la estabilidad de la MRN se analizó mediante la desmagnetización por campos alternos con valor de campo pico cada vez mayores, con un Desmagnetizador Magnético Molspin. En un grupo de muestras piloto se utilizaron los siguientes pasos: 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80 y 95 mT. Los resultados obtenidos fueron utilizados para determinar los pasos de desmagnetización a aplicar en el resto de las muestras, las cuales se desmagnetizaron en seis pasos: 0, 10, 20, 30, 40 y 95mT. Con estos datos se determinaron los valores de declinación D e inclinación I de la magnetización remanente estable mediante análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980).

La magnetización remanente anhística (MRA) se obtuvo aplicando un campo directo de 0.05 mT y un campo alterno con valor pico de 100 mT con un equipo de MRA parcial Molspin adosado al desmagnetizador. Posteriormente, se desmagnetizaron las muestras en los mismos pasos que la MRN.

La magnetización remanente isotérmica -isotermal- (MRI) se obtuvo aplicando campos crecientes a temperatura ambiente en un Magnetizador de Pulso IM-10-30 (ASC Scientific), hasta alcanzar la saturación (MRIS). Luego se aplicaron campos en reversa cada vez mayores hasta cancelar la remanencia con la finalidad de obtener el valor del campo coercitivo de la remanencia (B_{CR}). Finalmente, la MRIS fue desmagnetizada utilizando los mismos pasos que se utilizaron para desmagnetizar la MRN.

Se calcularon los parámetros asociados: S ($MRI_{-300mT}/MRIS$), k_{DF} ($100 \cdot (k_{bf} - k_{af}) / k_{bf}$), %softMRI ($(MRIS - MRI_{-40mT}) \cdot 100 / MRIS$), susceptibilidad anhística k_{MRA} ($MRA / \text{campo aplicado}$) y los cocientes interparamétricos: $MRA/MRIS$, k_{MRA}/k , y $MRIS/k$. Por último, para determinar las curvas de Paleointensidad



Relativa (PIR) se utilizó el método de normalización, mediante el cual se calculan los cocientes MRN_{20mT} / MRA_{20mT} , MRN_{20mT} / k y $MRN_{20mT} / MRIS_{20mT}$ (Gogorza *et al.*, 2004; 2006; 2012).

3. Resultados Obtenidos

3.1 Mediciones de Susceptibilidad – Correlación entre perfiles

Las curvas de susceptibilidad específica fueron utilizadas para correlacionar los tres perfiles entre sí y llevar los datos a una profundidad común, utilizando al perfil TP como perfil patrón. Se unieron valles y picos con líneas de correlación. Para las muestras entre dos líneas de correlación se realizó una regresión lineal debido a la alta densidad de las mismas. Las curvas obtenidas (Fig. 2) muestran un alto grado de similitud, lo que permitió realizar una excelente correlación de los niveles de los sedimentos.

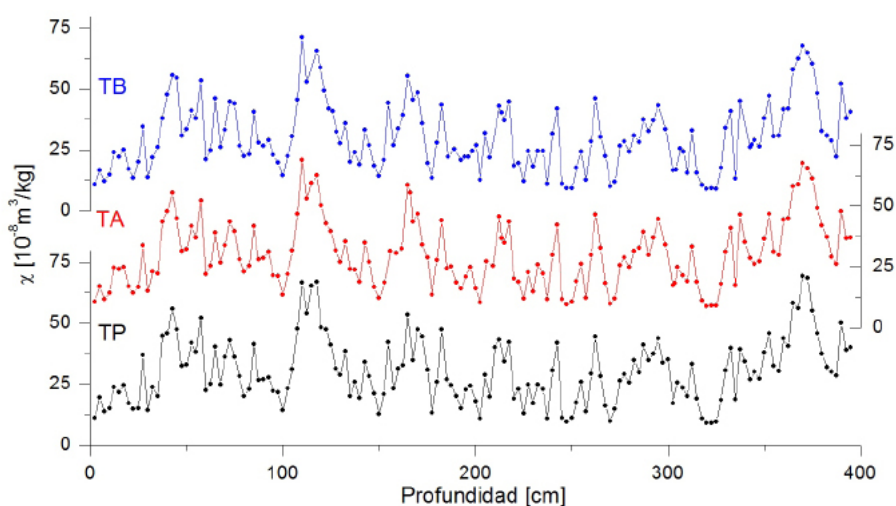


Figura 2. χ en función de la profundidad luego de la correlación para TP (testigo principal), TA y TB.

3.2 Concentración, Mineralogía y Tamaño de Grano Magnético

El cálculo de PIR requiere un detallado estudio de las propiedades magnéticas de los sedimentos así como de la estabilidad de la MRN. Según Tauxe (1993; 1998) la remanencia natural de las muestras debe provenir de magnetita con una concentración de granos magnéticos que no varíe en más de un orden de magnitud y su tamaño debe estar en el rango de 1-15 μ m. Por este motivo, en primer lugar se realizó un minucioso estudio de magnetismo de rocas.

3.2.1. Análisis de Mineralogía Magnética

Para determinar el tipo de mineralogía magnética presente en las muestras se llevaron a cabo varios estudios. En primer lugar se analizó el gráfico de $MRIS/k$ vs B_{CR} (Peters y Dekkers, 2003) (Fig. 3). A partir del mismo pudo determinarse tres regiones. El 80% de las muestras se encuentran en la región correspondiente a magnetitas, lo cual indicaría que este mineral es el portador magnético principal en la composición mineralógica de dichas muestras. Alrededor de un 10% se encuentra en una región intermedia entre la correspondiente a magnetita y la correspondiente a hematita, lo que sugeriría que estas muestras tienen un bajo porcentaje de hematita. El resto de las muestras se encuentran en la región correspondiente a hematita, lo cual implicaría que estas muestras tienen mayor proporción de este mineral. Por otro lado, el cociente $MRIS/k$ es utilizado como indicador de la presencia de greigita, ya que el mismo aumenta

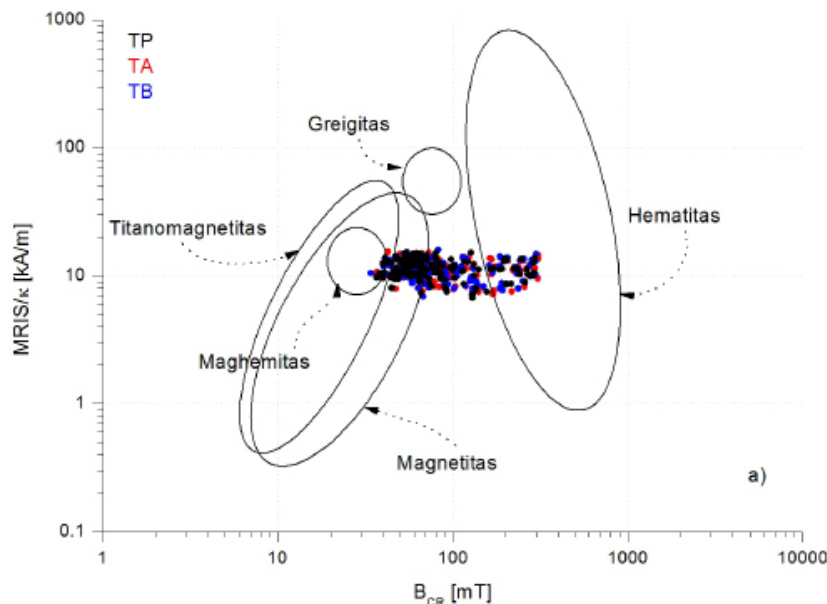


Figura 3. SIRM/k vs. B_{CR} . Alrededor de un 80 % de las muestras estudiadas pertenecen a la región que corresponde a la magnetita (Peters y Dekkers, 2003).

notoriamente cuando este mineral se encuentra en la composición mineralógica de la muestra (Roberts et al., 2011). En el caso de estudio, ninguna muestra tiene un valor de MRIS/k claramente más alto que el resto del perfil, lo que implica que este mineral no está presente en los sedimentos estudiados.

Los porcentajes de mineralogía tipo hematita (minerales magnéticos “duros”) presentes en las muestras se determinaron según el método descrito por Chaparro y Sinito (2004) y Chaparro et al. (2005). El método consiste en saturar la muestra y luego desmagnetizarla con campos reversos cada vez más intensos para obtener la señal de IRM total. Saturarla nuevamente, desmagnetizarla por campo alterno a 100 mT y medir. Esto elimina las componentes débiles o “blandas”, por lo que solo se obtiene el dato de MRI de la componente “dura”. Este proceso se repite con todos los mismos pasos de campo reverso utilizados previamente para obtener la señal de IRM filtrada. Luego se hace la diferencia entre ambas curvas y se obtiene la señal de IRM residual. Concluido este proceso, se obtuvo la información de B_{CR} en muestras correspondientes a cada una de las tres regiones antes mencionadas. Los porcentajes de minerales magnéticamente duros tienen valores mayores a 45% llegando a valores de 60% para muestras en la región de las hematitas (Fig. 4a), entre 21 y 33% para muestras en la región intermedia entre magnetita y hematita (Fig. 4b) y entre 8 y 16% para muestras en la región de las magnetitas (Fig. 4c).

Los porcentajes de minerales tipo magnetita (magnéticamente “blandos”) se determinaron calculando %softMRI (Fig. 5). Los mismos oscilan entre 16 y 100%. La mayor presencia de magnetita se observa de 400 a 337 cm y desde 147 hasta 36 cm. En la zona ubicada entre 334 y 150 cm las variaciones de mineralogía son más notorias, mientras que en los primeros centímetros de sedimento dominan los minerales magnéticamente más “duros”. Los datos obtenidos son consistentes con los del método de saturación y desmagnetización mencionado en el párrafo anterior.

Para los estudios de paleointensidades relativas se necesita un estricto control de la mineralogía. Esta debe tener, en lo posible, un único mineral presente: magnetita (Tauxe, 1998). De aquí en más, las muestras con porcentajes menores a 50% no fueron tenidas en cuenta. Con este criterio se eliminaron 78 muestras.

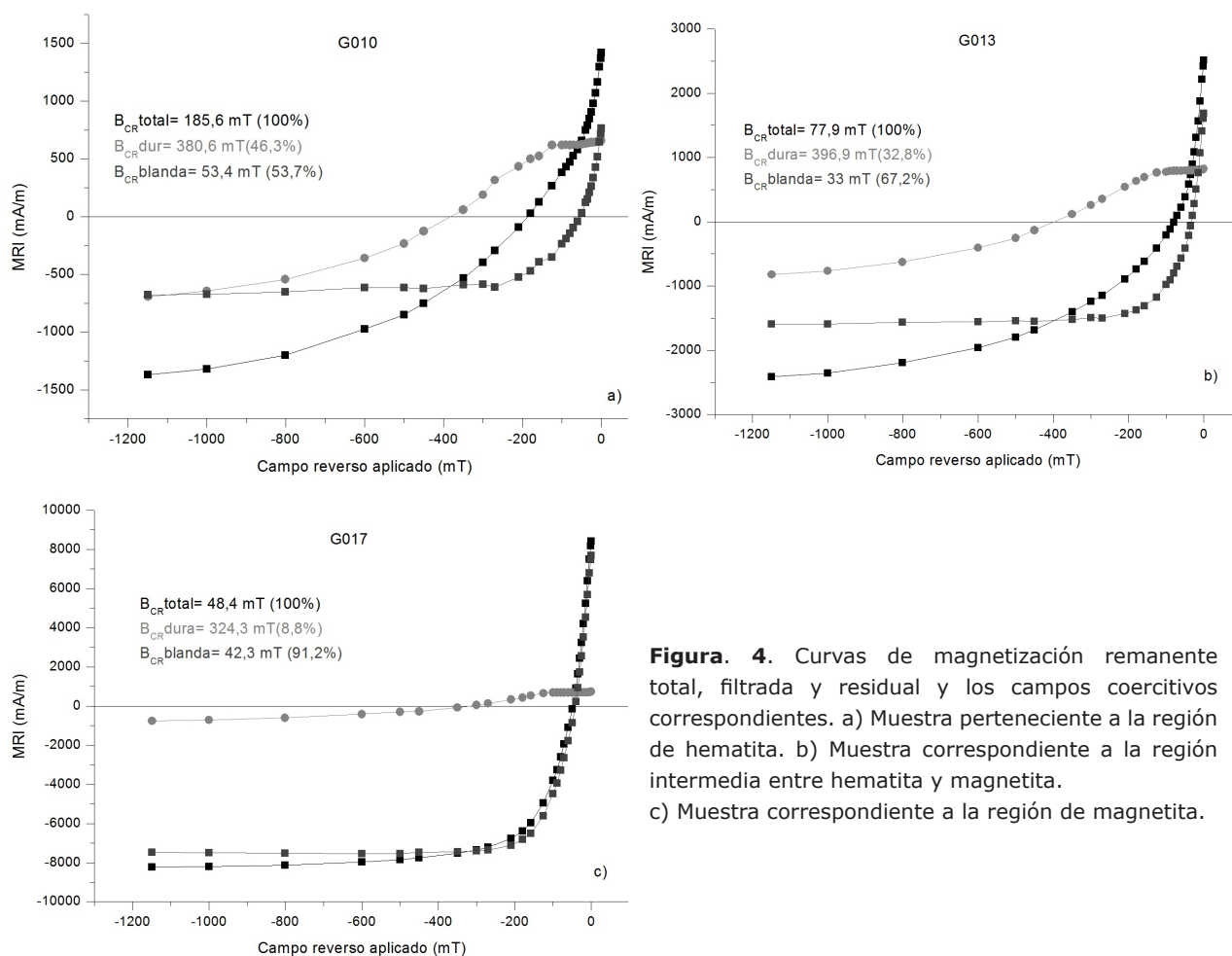


Figura. 4. Curvas de magnetización remanente total, filtrada y residual y los campos coercitivos correspondientes. a) Muestra perteneciente a la región de hematita. b) Muestra correspondiente a la región intermedia entre hematita y magnetita. c) Muestra correspondiente a la región de magnetita.

De acuerdo con Peters y Dekkers (2003), los valores de B_{CR} para la magnetita están entre 10 y 63 mT y para la titanio-magnetita entre 8.5 y 138 mT. La hematita tiene una media de 270 mT con un amplio rango de variación. Los valores de B_{CR} de las 396 muestras estudiadas presentan en su mayoría valores pertenecientes a titanio-magnetitas (Fig. 5). Las muestras con valores de B_{CR} mayores a 140 mT corresponden a muestras en la región intermedia entre magnetita y hematita y, si bien el porcentaje de magnetita es alto, tampoco fueron tenidas en cuenta para estudios de PIR. Con este criterio se eliminaron otras 32 muestras.

Por último se muestran los resultados obtenidos para el cociente S (Fig. 5). Este cociente se aproxima a 1 para muestras con minerales ferrimagnéticos y a 0 para muestras con minerales antiferromagnéticos (Thompson y Oldfield, 1986). Aún luego de eliminar las muestras fuera de la región de las magnetitas, con valores de %softMRI bajos y de B_{CR} altos, S presenta una amplia variación. Esto indica que las 364 muestras restantes contienen magnetita como mineral magnético principal con presencia de bajos porcentajes de hematita. Las muestras con valores menores a 0.5 tampoco fueron tenidas en cuenta para los estudios de PIR. De acuerdo con este criterio se eliminaron 41 muestras, lo que dejó 323 para el resto de los estudios.

3.2.2 Análisis de Tamaño de Grano Magnético

Es importante tener en cuenta que el análisis del tamaño de grano magnético debe realizarse siempre y cuando no varíe notoriamente la mineralogía magnética entre las muestras estudiadas (Peters y Dekkers, 2003). Esta condición está garantizada en este estudio, luego del riguroso análisis detallado anteriormente.

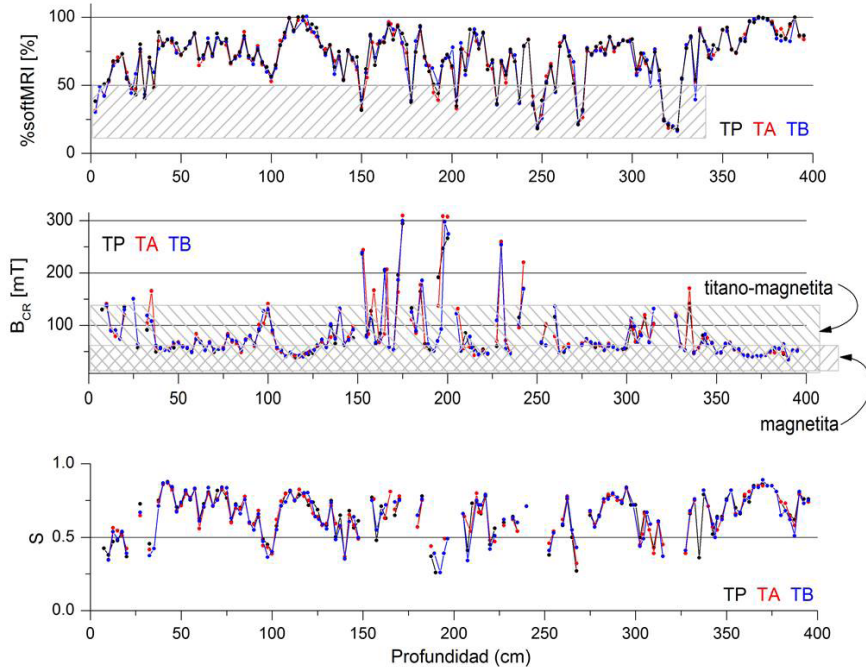


Figura 5. %softMRI, B_{CR} y cociente S en función de la profundidad. Panel superior: las muestras en el rectángulo fueron eliminadas para el resto de los estudios. Panel central: las muestras fuera de las regiones de magnetita y titano-magnetita fueron eliminadas para el resto de los estudios. Panel inferior: las muestras con valores de S menores a 0.5 fueron eliminadas para el resto de los estudios.

Se graficaron las variaciones de k_{DF} y los cocientes inter-paramétricos ($MRIS/k$, $MRA/MRIS$ y k_{MRA}/k) versus profundidad (Fig. 6a) para analizar la variación del tamaño de grano magnético a lo largo de los perfiles. Los valores obtenidos para k_{DF} son menores al 5% lo cual indicaría la nula presencia de minerales súper-paramagnéticos (Bartington Instruments. Operation manual).

Puede observarse que los cocientes inter-paramétricos presentan poca variación en torno a un valor medio, con algunos valores mayores y menores que en ningún caso superan un orden de magnitud de diferencia. De acuerdo a Turner (1997), los tres cocientes analizados aumentan cuando disminuye el tamaño de grano magnético, por lo cual de acuerdo a los resultados encontrados (Fig. 6a) éste se mantendría aproximadamente constante a lo largo de los perfiles estudiados y puede considerarse que las variaciones observadas no afectarían el análisis de las curvas de PIR.

La Figura 6b muestra los resultados de k versus MRIS de acuerdo al gráfico de Thompson y Oldfield (1986). Se puede observar que el tamaño de grano de las muestras de magnetita está entre 4 y 16 mm con una media en torno a los 8 mm, lo cual es aceptable para el cálculo de las PIR según Tauxe (1993).

3.2.3 Análisis de la Concentración Magnética

En el eje de la izquierda de la Figura 6b se muestra la estimación de la concentración de magnetita presente. La variación es menor a un orden de magnitud estando en la mayor parte de las muestras entre 0.009 y 0.02%. Las variaciones de concentración de minerales magnéticos muestran similares comportamientos. Esta coherencia entre las señales se observa tanto entre los perfiles (Fig. 2) como entre susceptibilidad, MRA y MRIS (Fig. 9a) todos fuertemente dependientes de la concentración.

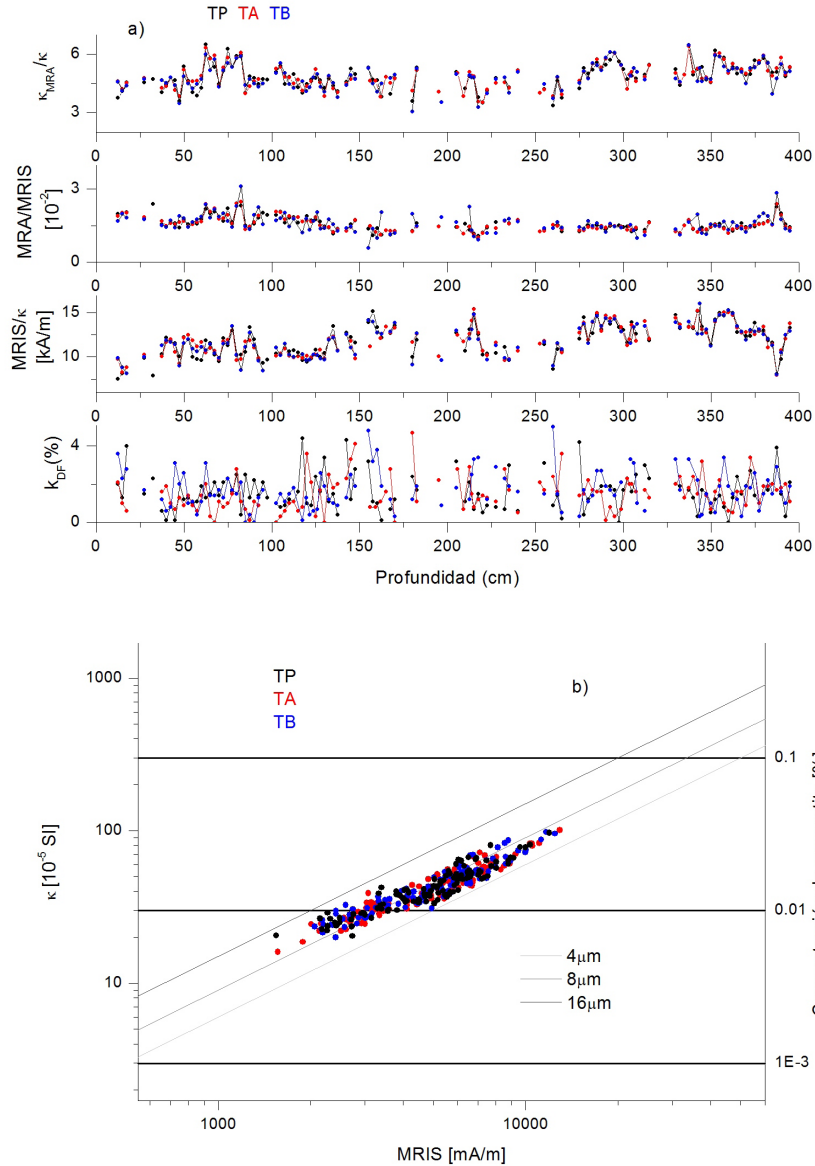


Figura 6. a) Cocientes interparamétricos dependientes del tamaño de grano magnético. MRA/k , $MRA/MRIS$ y $MRIS/k$ aumentan cuando disminuye el tamaño de grano. k_{DF} aumenta para granos superparamagnéticos. b) Variación de k con $MRIS$ utilizado para determinar el tamaño de grano y concentración de las muestras con magnetita (Thompson & Oldfield, 1986)

3.3 Estudios Paleomagnéticos

En la Figura 7 se muestra el resultado de la desmagnetización por campos alternos para un grupo de muestras piloto. En el 95% de las muestras se observa una magnetización remanente viscosa (MRV) que es eliminada entre 0 y 5mT. En tanto que el 5% restante muestran una MRV que se elimina entre 10 y 15 mT. Esos valores no fueron utilizados para el análisis de componentes principales mediante el cual se determinaron los valores de declinación (D) e inclinación (I) de la remanencia característica, para los tres perfiles estudiados (Fig. 8). Debido a la excelente correlación entre los perfiles, se determinó el promedio Fisher (Fisher, 1953) para los dos parámetros direccionales de las muestras correspondientes a los mismos niveles.

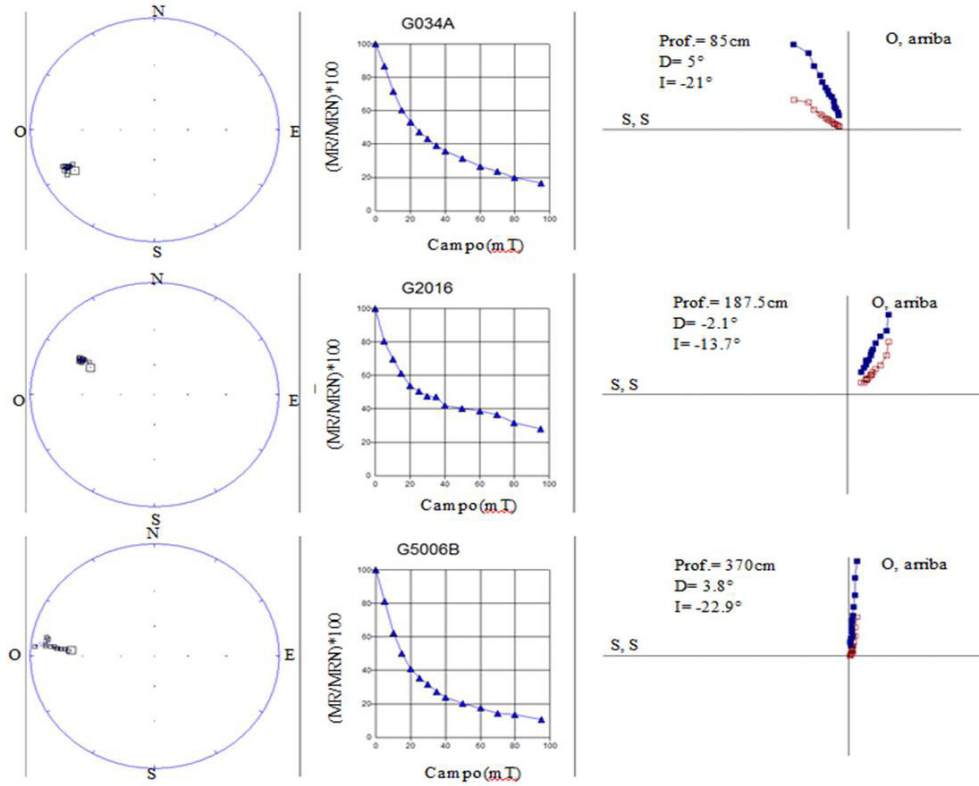


Figura 7. Representación de la dirección e intensidad de la remanencia magnética en gráficos estereográficos (izquierda), gráficos cartesianos (centro) y gráficos de Zijderveld (derecha; los cuadros llenos indican la proyección O-S y los cuadros sin relleno la proyección Z-S) para algunas de las muestras piloto.

En la Figura 8 puede observarse que la declinación muestra pequeñas variaciones en torno al valor medio ($1.0^\circ \pm 0.6^\circ$), oscilando entre -15 y 20° . Entre los 400 y 300 cm se mantiene siempre positiva, entre 300 y 60 cm oscila en torno a 0° y, de 60 cm al tope del perfil es siempre negativa. En tanto que la inclinación presenta cambios más notorios alrededor de la media ($-20^\circ \pm 6^\circ$). Esta última tiene un mínimo alrededor de los 72 cm y una zona con cambios que van desde -30° a -2° entre los 200 y 280 cm. Mientras que D parece acompañar estos cambios sólo entre los 215 y 280 cm.

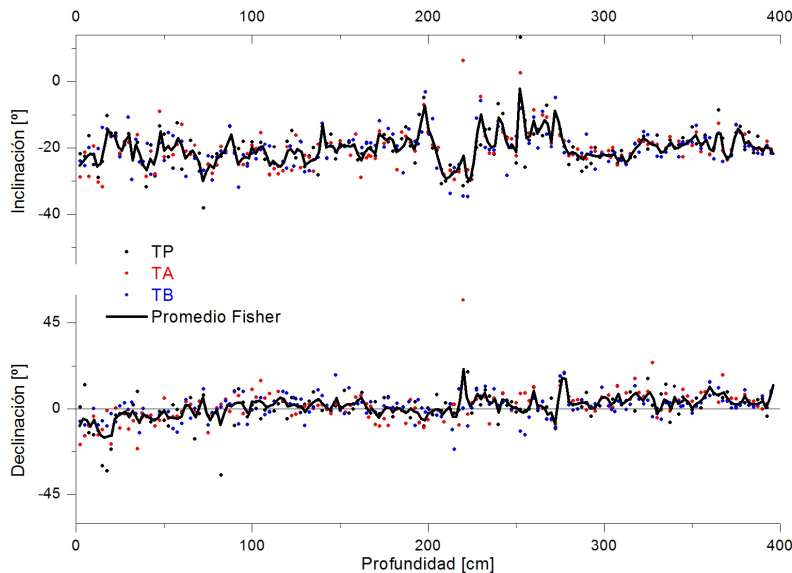


Figura 8. Inclinación I y declinación D. Los puntos indican los valores de I y D de la magnetización remanente estable. La línea indica el promedio Fisher de dichos datos.



Finalmente, para determinar la PIR de los sedimentos estudiados, se calculó el cociente entre la MRN y MRA, MRIS y k. En el caso de las magnetizaciones remanentes se utilizó el valor de las mismas luego de haber sido desmagnetizadas con un valor pico de campo alterno de 20 mT para eliminar la influencia de la MRV (MRN_{20mT} , MRA_{20mT} , $MRIS_{20mT}$). En la Figura 9a se muestran las magnitudes utilizadas. Como puede verse, el comportamiento de la MRN_{20mT} es muy similar al de MRA_{20mT} , $MRIS_{20mT}$ y k, lo que sugiere que la concentración de magnetita/hematita es el factor dominante para las variaciones de MRN. Al realizar los cocientes MRN_{20mT}/MRA_{20mT} , $MRN_{20mT}/MRIS_{20mT}$ y MRN_{20mT}/k se elimina esta dependencia y los resultados obtenidos mostrarían variaciones proporcionales a las variaciones de intensidad del campo geomagnético. Estos cocientes además, deben ser normalizados con respecto a su media, la cual se iguala a la unidad (Tauxe, 1998). Los cocientes normalizados (Fig. 9b), tienen un comportamiento análogo en cuanto a picos y valles pero muestran algunas diferencias en cuanto a la amplitud de las variaciones, lo que podría implicar que, aunque escasa, no puede ser descartada cierta influencia de las variaciones del tamaño de grano magnético. La relación $MRN_{20mT}/MRIS_{20mT}$ presenta dos picos muy altos a los 306 y 210 cm que no se observan en los otros cocientes. Por otro lado, la relación MRN_{20mT}/MRA_{20mT} muestra un comportamiento oscilante superpuesto a una tendencia creciente entre 127 y 37 cm, mientras que MRN_{20mT}/k y $MRN_{20mT}/MRIS_{20mT}$ presentan las mismas variaciones pero en torno a la unidad. Debido a la gran similitud de las curvas obtenidas para cada uno de los perfiles

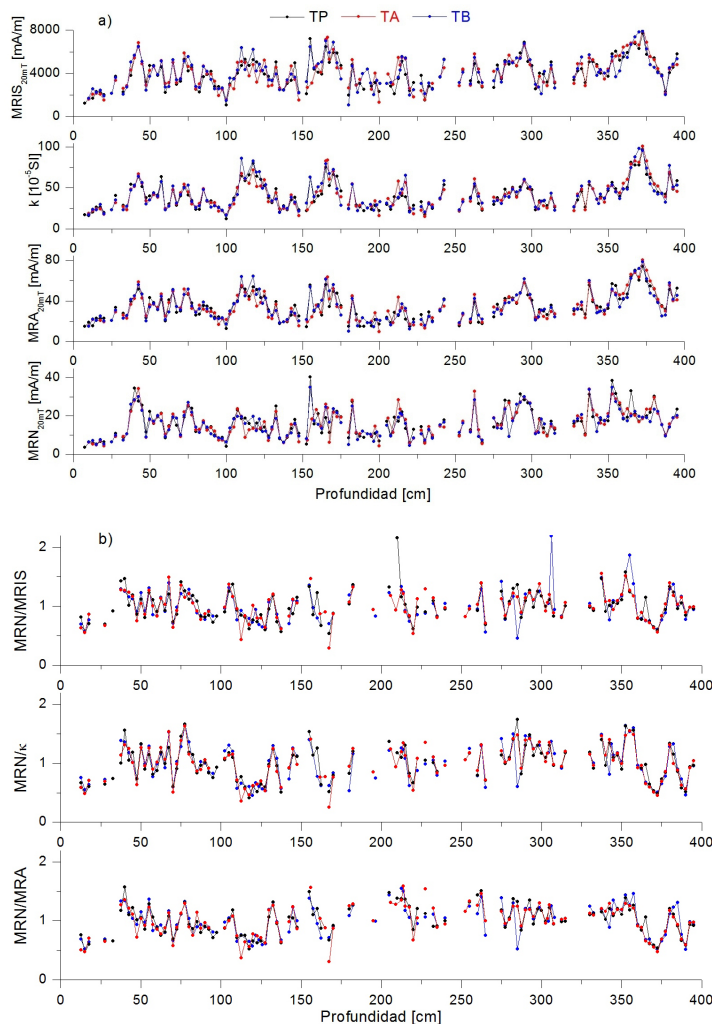


Figura 9. a) Parámetros utilizados para normalizar la MRN. b) Normalizaciones de la MRN obtenidas.



estudiados, es posible realizar un promedio de las mismas para obtener una curva patrón de cada una de las normalizaciones realizadas. Para esto se realizó un promedio de las curvas de TP, TA y TB interpoladas cada centímetro para MRN_{20mT}/MRA_{20mT} , $MRN_{20mT}/MRIS_{20mT}$ y MRN_{20mT}/k . Los resultados obtenidos se muestran en el panel inferior de las Figuras 10 (a-d).

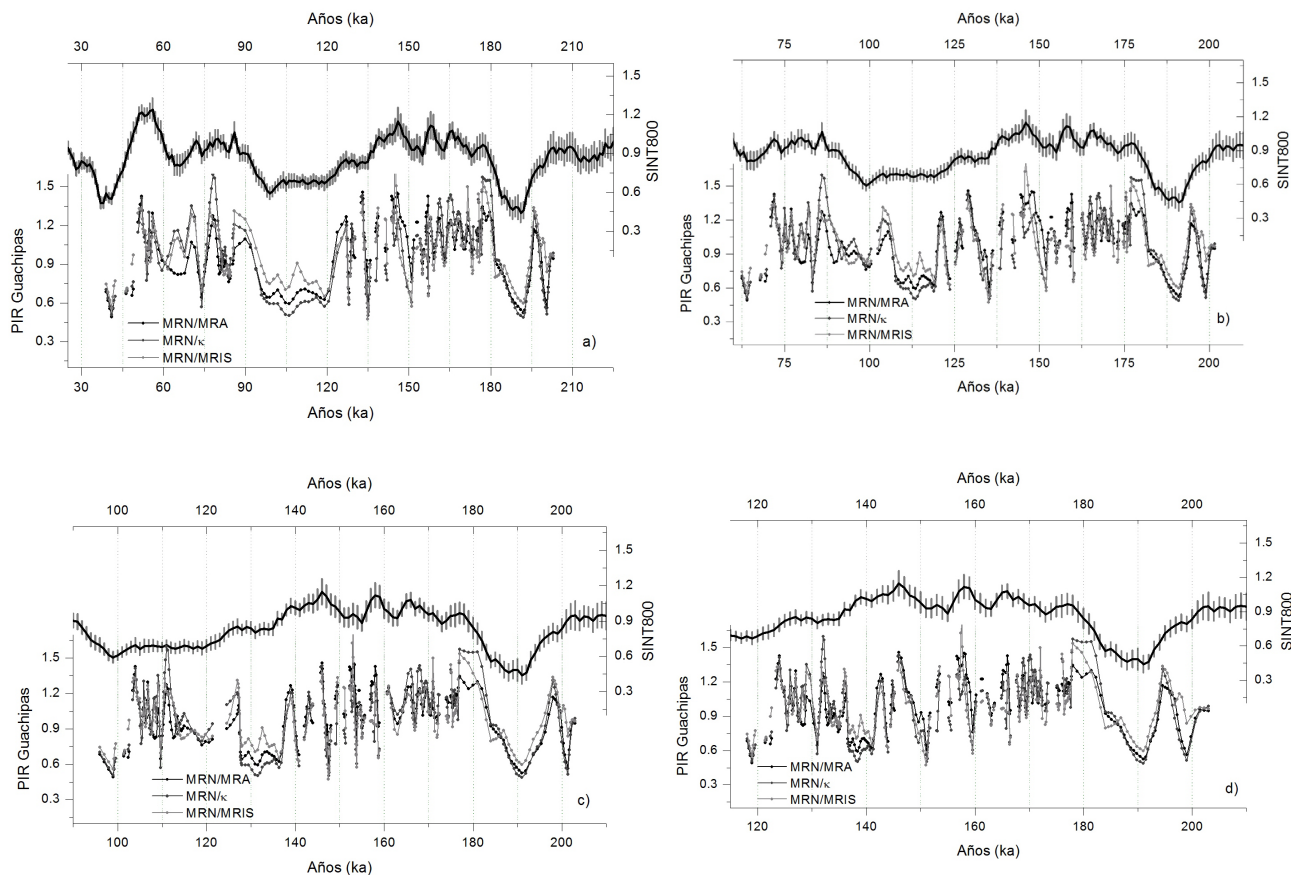


Figura 10. Resultados de la correlación entre las curvas de PIR y SINT800; a) entre 40 y 200 ka, b) entre 60 y 200 ka, c) entre 100 y 200 ka, d) entre 120 y 200 ka.

3.4. Edad de la Formación Tajamar

La edad de la Formación Tajamar está pobremente definida. Estudios paleomagnéticos en sedimentos de esta formación aflorantes en la localidad de Rumical (24°58'S 65°23'O; Fig. 1, localidad 2), indican que la Formación Tajamar se depositó dentro de una época de polaridad normal (Brunhes) (Malamud *et al.*, 1996), y por lo tanto, que su base es más joven que 0.78 Ma (*cf.*, McElhinny y McFadden, 2000).

Inferencias geomorfológicas en González Bonorino y Abascal (2012a, 2012b) permiten ajustar la edad máxima de la Formación Tajamar. Considerando que el río Vaqueros labró terrazas sintectónicas en las Lomas de Medeiros, en el extremo norte del valle de Lerma (Fig. 1, localidad indicada con LM). El labrado de las terrazas habría precedido el ascenso de la sierra de Mojotoro, obstáculo orográfico que embalsó -endicó- el paleolago Lerma. Dataciones por isótopos cosmogénicos en esquirlas de rodados que recubren las terrazas más elevadas, dieron una edad máxima de aproximadamente 0.2 Ma (análisis efectuados en el Center for Accelerator Mass Spectrometry, Lawrence Livermore National Laboratory, y las edades se



calcularon empleando el CRONUS web calculator, <http://hess.ess.washington.edu/>, version 2.2). Con base en estas dataciones, los depósitos lacustres de la Formación Tajamar debieran ser más jóvenes que 0.2 Ma.

La edad mínima del techo de la Formación Tajamar puede aproximarse en virtud a dos tobas intercaladas en depósitos coluviales y fluviales que rellenan una quebrada antecedente que se encuentra disectando a la sierra de Mojotoro hasta el nivel del piso del valle de Lerma. Estas tobas dieron edades de 0.022 y 0.047 Ma (Hain *et al.*, 2011). Estas edades indican que a fines del Pleistoceno el proceso de incisión estaba muy avanzado y que probablemente las aguas del paleolago Lerma habían sido evacuadas. En el arroyo Tajamar (Fig. 1, localidad 4), la Formación Tajamar está cubierta en discordancia erosiva por gravas y arenas aluviales de la Formación La Viña, en cuya base una toba dio 0.10 ± 0.04 Ma (Malamud *et al.* 1996). La relación espacial entre estas dos formaciones permite postular que los depósitos de la Formación La Viña conforman una lengua aluvial que ingresó en el paleolago Lerma cuando aún estaba activo. Otra alternativa aceptable es adoptar la edad mínima permitida por el error, unos 0.06 Ma. En conclusión, los depósitos de la Formación Tajamar muy posiblemente estén enmarcados entre 0.2 y 0.047 a 0.06 Ma.

Edad Tope – Base (en ka)	PIR utilizada para comparar con SINT800	Pendiente ± error	Coficiente de Pearson (r)
40 – 200	MRN/MRA	0.95 ± 0.07	0.72
	MRN/k	1.01 ± 0.10	0.64
	MRN/MRIS	0.74 ± 0.08	0.61
60 – 200	MRN/MRA	0.90 ± 0.09	0.64
	MRN/k	0.83 ± 0.12	0.50
	MRN/MRIS	0.68 ± 0.10	0.50
100 – 200	MRN/MRA	0.76 ± 0.11	0.57
	MRN/k	0.63 ± 0.15	0.38
	MRN/MRIS	0.58 ± 0.12	0.42
120 – 200	MRN/MRA	0.73 ± 0.13	0.51
	MRN/k	0.52 ± 0.18	0.31
	MRN/MRIS	0.43 ± 0.14	0.32

Tabla 1. Datos estadísticos para estimar la mejor correlación entre las curvas de PIR de Guachipas y SINT800. En negrita se indica la mejor correlación obtenida para cada rango de edad.

3.4.1 Correlación con la curva patrón internacional

Para llevar a cabo la datación del resto del perfil, se utilizaron las curvas de PIR. Se compararon los resultados de MRN_{20mT}/MRA_{20mT} promedio, $MRN_{20mT}/MRIS_{20mT}$ promedio y MRN_{20mT}/k promedio con la curva SINT800 (Guyodo y Valet, 1999). Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 10 (a-d). En todos los casos es notoria la correlación del mínimo a 190 ka (372 cm). En cambio, para el resto de los máximos y mínimos se encuentran coincidencias menos claras y puede haber varias posibilidades para realizar la correlación. Debido a que se cuenta con la edad de la base pero no del tope de los testigos, se realizaron cuatro posibles correlaciones con SINT800 para edades tope de 40, 60, 100 y 120 ka, respectivamente. Estas



edades de tope se eligieron teniendo en cuenta que la curva de PIR para la localidad de Guachipas presenta un mínimo en este sector, por lo que se identificaron los valores de mínimos de SINT800 para correlacionar este punto del registro. La principal diferencia de las curvas interpoladas entre sí se encuentra entre 62 y 67 ka (Fig. 10a), entre 79 y 81 ka (Fig. 10b), a los 108 ka (Fig. 10c) y a los 128 ka (Fig. 10d). En este sector del perfil, MRN_{20mT}/MRA_{20mT} presenta un mínimo mientras MRN_{20mT}/k y $MRN_{20mT}/MRIS_{20mT}$ presentan un máximo.

Para estimar la bondad de cada una de las correlaciones se realizó una interpolación cada 1000 años (1 ka) en las curvas de PIR de Guachipas para que queden igualmente espaciadas que SINT800. Luego se graficó cada una de las PIR respecto de SINT800 y se calcularon la pendiente y el coeficiente de correlación de Pearson (r). Los datos obtenidos se muestran en la Tabla 1.

En todos los casos las pendientes calculadas son positivas, lo que indica una relación directa entre las PIR de Guachipas y SINT800. Las pendientes más cercanas a la unidad se obtuvieron para los rangos 40 – 200 ka y 60 – 200 ka, para los tres cocientes normalizados. Esto sugiere que en estos rangos de edad la similitud de las curvas es aún mejor, ya que además de tener el mismo comportamiento, también tienen similar amplitud. Sin embargo el coeficiente de Pearson es en todos los casos mayor cuando la correlación se realiza entre MRN_{20mT}/MRA_{20mT} y SINT800, siendo el caso MRN_{20mT}/MRA_{20mT} entre 40 – 200 ka en el que la correlación es la mejor de todas las realizadas ($r = 0.72$).

Por todo lo dicho, se considera que la PIR representativa de la localidad de Guachipas es la obtenida del cociente normalizado MRN_{20mT}/MRA_{20mT} correspondiente al período 40 – 200 ka (Fig. 11). Como puede observarse en esta figura, la correlación con la curva SINT800 es muy buena en cuanto a la correspondencia entre máximos y mínimos, así como también en cuanto a las variaciones relativas de la intensidad del campo magnético terrestre.

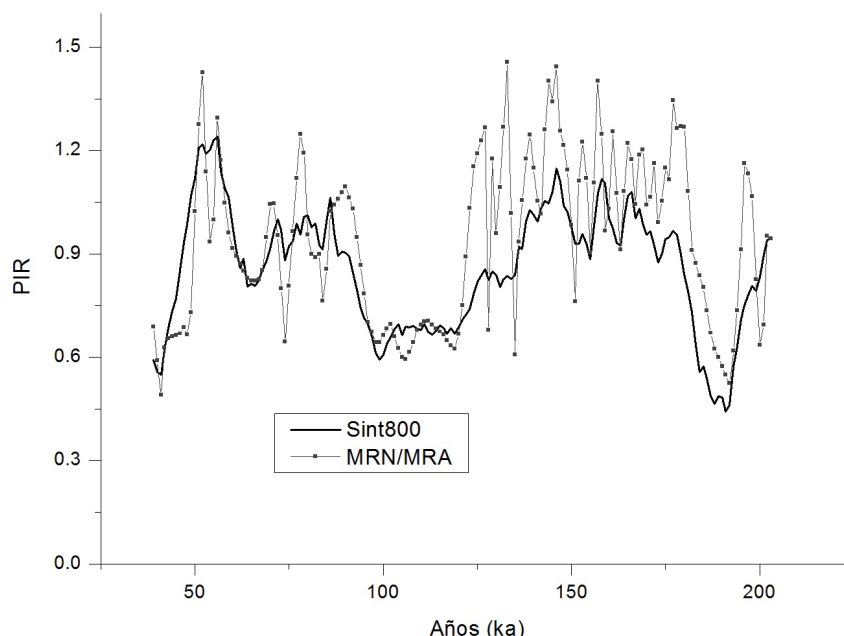


Figura 11. Resultados de la datación de los sedimentos. En gris se muestra la PIR obtenida en este trabajo y en negro la curva de PIR SINT800 utilizada para correlacionar.



4. Análisis de los resultados

El resultado obtenido de la correlación de los perfiles TA y TB mediante χ con el testigo patrón TP fue muy bueno. Además, el comportamiento similar de las curvas permitió trabajar con los tres perfiles simultáneamente a lo largo de todo el estudio.

Los estudios de magnetismo de rocas indican que los portadores principales de la magnetización en los sedimentos estudiados son magnetita en mayor proporción y hematita en menor proporción. Para determinar el porcentaje de hematita presente y descartar esas muestras para calcular las PIR, se utilizaron varios métodos. En todos los casos, los resultados obtenidos fueron consistentes pero ninguno por sí sólo eliminaba las muestras con mayores porcentajes de hematita. Por este motivo se realizó un análisis progresivo, el cual en cada paso permitía "limpiar" los perfiles, dejando sólo las muestras con magnetita en su composición mineralógica (70% del total) para continuar con los estudios de tamaño de grano magnético, concentración de magnetita y paleomagnetismo. Cumpliendo con las condiciones de Tauxe (1993) para este tipo de estudios, la variación en la concentración de magnetita es menor a un orden de magnitud, con una media de alrededor de 0.015%, el tamaño de grano magnético tiene una media en 8 mm y está dentro del rango 1 – 15 mm.

Malamud *et al.* (1996) encontraron que el principal portador de magnetismo en los afloramientos de Rumical es hematita. De acuerdo con nuestros resultados, sedimentos aproximadamente equivalentes estratigráficamente, aflorantes en Guachipas, tienen como portador principal la magnetita. Las diferencias de mineralogía magnética se atribuyen a la proveniencia de áreas de aporte distintas. El afloramiento de Rumical se ubica al norte del lineamiento Calama-Olapapato-Toro (COT), en el área de influencia de ríos que drenan litologías de basamento Precámbrico-Paleozoico inferior (*e.g.*, Toro-Rosario y Arias-Arenales). Los sedimentos de Guachipas, en cambio, se encuentran en el área de drenaje del río Guachipas, el cual drena afloramientos de estratos Meso-Cenozoicos que bordean el extremo austral del valle de Lerma (Gallardo y Georgieff, 1999).

Los estudios paleomagnéticos indican un valor de declinación del campo geomagnético muy cercano al valor de D del dipolo geocéntrico axial (0°). El valor de inclinación del dipolo geocéntrico axial para el sitio estudiado es de -43°, mientras que en nuestros registros la media obtenida para I es de alrededor de -20°. Esta diferencia puede deberse a la superposición de dos efectos. Por un lado errores de inclinación durante la consolidación de los sedimentos (*cf.*, Evans y Heller, 2003). Estos errores se pueden deber a la forma de las partículas magnéticas, en donde las elongadas producen una aparente disminución en la inclinación, o la compactación del sedimento que también disminuye los valores de I. Otra posibilidad, debido a que el efecto de disminución aparente de la I obtenida se da en todo el registro, es que el sector en el que se depositaron originalmente los sedimentos sufriera un movimiento post-deposicional en todo su conjunto. En el sitio de muestreo se observa un basculamiento de 5° (Fig. 1b), no de 20° como sugeriría la I de los perfiles estudiados. Tal como se mencionó, el registro de I parece haber sido afectado en todo el período estudiado de la misma manera, por lo que la variación observada entre los 215 y 280 cm (146 y 160 ka, respectivamente) podría reflejar un cambio importante en la dirección del campo geomagnético. Langereis



et al. (1997) encontraron una posible excursión del campo magnético terrestre entre los 155 y 165 ka a la que denominaron Albuquerque, aunque de acuerdo con estos autores, debido a los errores en la datación de esas mediciones, también podría ser la excursión de Blake que se ubica alrededor de los 120 ka (Smith y Forster, 1969; Champion *et al.*, 1988; Lund *et al.*, 2006; Osete *et al.*, 2012, entre otros).

En cuanto a la paleointensidad relativa, la normalización de la MRN_{20mT} debe ser llevada a cabo por varios parámetros relacionados linealmente entre sí (Banerjee *et al.*, 1981). La PIR obtenida por normalización de la MRN_{20mT} con otro parámetro másico, debe ser re-normalizada con la media de la curva completa, dando un valor de PIR promedio de la unidad. De esta manera se puede realizar una comparación con resultados de diferentes lugares, con valores medios distintos para cada lugar. El acuerdo necesario para la confiabilidad del registro debe darse entre las tres diferentes normalizaciones realizadas (Tauxe, 1993; 1998). De acuerdo con estos criterios las PIR obtenidas en este trabajo son confiables ya que cumplen rigurosamente con todos estos criterios. Ello permitió utilizarla como herramienta de datación, ya que sólo se contaba con la datación de la base del registro.

Respecto de la edad de tope, y de acuerdo con la reconstrucción paleogeográfica en González Bonorino y Abascal (2012a; 2012b), la sierra de Mojotero ya estaba totalmente elevada a los 40 mil años, y el río Juramento la habría disectado, permitiendo la evacuación del agua del paleolago. Por lo que el registro sedimentario no es más joven que esta edad, pero puede ser un poco más antiguo si es que algún proceso erosivo hubiese eliminado la parte superior del registro.

Pudo determinarse a partir del análisis comparativo con la curva SINT800 que la extensión temporal de los registros analizados va desde los 40 a los 200 ka. La curva SINT800 es producto de la composición de varios registros por lo que se encuentra suavizada debido a los promedios e interpolaciones necesarios para calcularla. De cualquier forma, puede observarse un muy buen acuerdo con nuestros registros. Hay períodos en los que se observa una pequeña discordancia entre la curva SINT800 y la interpolación realizada en la PIR de Guachipas, debido al procesamiento de datos realizado. La mayor discrepancia entre ambas curvas se observa en los 136 y 174 ka, y se debe posiblemente a que en este sector se encontraba la mayor cantidad de muestras con altos porcentajes de hematita, y que por lo tanto se eliminaron del registro. Entre 40 y 90 ka el ajuste es el mejor de todo el período, y se puede observar una excelente coincidencia entre ambas curvas.

5. Conclusiones

En este trabajo se presenta una serie de estudios de magnetismo de rocas y de PIR llevados a cabo en muestras de tres perfiles sedimentarios de la localidad de Guachipas. Las propiedades magnéticas mostraron tener amplia variación en las muestras analizadas, evidenciando principalmente cambios en la mineralogía y concentración de los minerales magnéticos. Se determinó que la magnetita es el portador magnético principal con presencia de hematita en diferentes proporciones. Sólo en un 13% de las muestras se observó predominancia de hematita como portador principal. El tamaño de grano magnético presenta pequeñas variaciones a lo largo de los perfiles y se encuentra alrededor de los 8 mm. El resultado más destacado de este trabajo es haber podido determinar la extensión temporal de los perfiles estudiados a partir de la



combinación de una datación por isótopos cosmogénicos con la datación mediante la comparación de las curvas de PIR del sitio con la curva SINT800. Los sedimentos estudiados cubren un período de 160 mil años, extendiéndose entre 40 y 200 ka, aproximadamente. Las curvas de desmagnetización magnética mostraron una componente estable a partir de desmagnetizaciones por campo alterno con valores pico entre 10 y 15 mT. La inclinación oscila entre -30° y -10° mientras que la declinación está centrada en 1° , ligeramente diferente de los valores del dipolo geocéntrico axial, -43° y 0° respectivamente. Se estima que las diferencias se deben en mayor medida a errores propios a la forma en que se graban las variaciones direccionales del campo magnético terrestre y en menor medida al movimiento de la Sierra de Mojotoro causante del desagote del Lago Lerma.

Referencias

- Banerjee, S. K., King, J. y Marvin, J., 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 333-336.
- Bartington Instruments Ltd., 1994. Operation manual. Environmental magnetic susceptibility – Using the Bartington MS2 system. *Chi Publishing*, UK, 54 pp.
- Champion, D. E., Lanphere, M. A. y Kuntz, M. A., 1988. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and Late Matuyama polarity chrons. *J. Geophys. Res.*, 93, 11667-11680.
- Chaparro, M. A. E. y Sinito, A. M. 2004. An alternative experimental method to discriminate magnetic phases using IRM acquisition curves and magnetic demagnetisation by alternating field. *Rev. Bras. Geof.*, 22 (1), 17-32.
- Chaparro, M. A. E., Lirio, J. M., Nuñez, H., Gogorza, C. S. G. y Sinito, A. M. 2005. Preliminary magnetic studies of lagoon and stream sediments from Chascomús Area (Argentina) - magnetic parameters as indicators of heavy metal pollution and some results of using an experimental method to separate magnetic phases. *Environmental Geology*, 49, 30-43.
- Evans, M. E y Heller, F., 2003. Environmental magnetism. Academic Press. Elsevier. 300pp.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society, London, Series A 217*, 295–305. Londres, Reino Unido. Mayo 7.
- Gallardo, E. F. y Georgieff, S. M., 1999. Estratigrafía y paleogeografía del Valle de Lerma, Salta. eds. González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. *Geología del Noroeste Argentino, Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino*, 1, 443-450.
- Gogorza, C. S. G., Lirio, J. M., Nuñez, H., Chaparro, M. A. E., Bertorello, H.R. y Sinito, A. M., 2004. Paleointensity studies on Holocene–Pleistocene sediments from Lake Escondido, Argentina. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 145, 219–238.
- Gogorza, C. S. G., Irurzun, M. A., Chaparro, M. A. E., Lirio, J. M., Nuñez, H., Bercoff, P. G., y Sinito, A. M., 2006. Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 21,000 years BP from sediment cores, Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Earth Planets Space*, 58, 1323–1332.
- Gogorza, C. S. G., Irurzun, M. A., Sinito, A. M., Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Haberzettl, T., Ohlendorf, C., Kastner, S. y Zolitschka, B., 2012. High-resolution paleomagnetic records from Laguna Potrok Aike (Patagonia, Argentina) for the last 16,000 years. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q12Z37, 1-18.



- González Bonorino, G. y del Valle Abascal, L., 2012a. Orogénesis y drenaje en la región del valle de Lerma (Cordillera Oriental, Salta, Argentina) durante el Pleistoceno tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (1), 127-141.
- González Bonorino, G. y del Valle Abascal, L., 2012b. Drainage and base level adjustments during evolution of a late Pleistocene piggy-back basin. Eastern Cordillera, Central Andes of NW Argentina. *Geological Society of America, Bulletin*, 112 (11-12), 1858-1870.
- Guyodo, Y. y Valet, J. P., 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 399, 249-252.
- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. y Schmitt, A. K., 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). *Tectonics*, 30 (2), 1-27.
- Irurzun, M. A., Gogorza, C. S. G., Sinito, A. M., Chaparro, M. A. E., Nuñez, H., Lirio, J. M., 2008. Paleosecular Variations 12-20 Kyr. As Recorded By Sediments From Lake Moreno (Southern Argentina). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52, 157-172.
- Irurzun, M. A., Gogorza, C. S. G., Torcida, S., Lirio, J. M., Nuñez, H., Chaparro, M. A. E., Sinito, A. M., 2009. Rock Magnetic Properties and Relative Paleointensity Stack between 13 and 24 kyr B.P. calibrated ages from Sediment Cores, Lake Moreno (Patagonia, Argentina). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172, 157-168.
- Irurzun, M.A., Orgeira, M.J., Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Compagnucci, R. and Zolitschka, B. 2014. Magnetic parameters and their palaeoclimatic implications—the sediment record of the last 15500 cal. BP from Laguna Potrok Aike (Argentina). *Geophys. J. Int.*, 198 (2), 710-726
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 62, 699-718.
- Langereis, C. G., Dekkers, M. J., de Lange, G. J., Paterne, M. y van Santvoort, P. J. M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J. Int.*, 129, 75-94
- Lund, S., Stoner, J. S., Channell, J. E. T. y Acton, G., 2006. A summary of Brunhes palaeomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Programs cores. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 156, 194-204.
- Malamud, B. D., Jordan, T. E., Alonso, R. A., Gallardo, E. F., González, R. E. y Kelley, S.A., 1996. Pleistocene Lake Lerma, Salta Province, NW Argentina. *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 103-114. Buenos Aires, Argentina, Octubre 13 - Octubre 18.
- McElhinny, M. W. y McFadden, P. L., 2000. Paleomagnetism. Academic Press. Elsevier, 407 pp.
- Osete, M. L., Martín-Chivelet, J., Rossi, C., Edwards, R. L., Egli, R., Muñoz-García, M. B., Wang, X., Pavón-Carrasco, F. J. y Heller, F., 2012. The Blake geomagnetic excursion recorded in a radiometrically dated speleothem. *Earth and Planetary Science Letters*, 353-354, 173-181.
- Peck, J. A., Green, R. R., Shanahan, T., King, J. W., Overpeck, J. T. y Scholz, C. A., 2004. A magnetic mineral record of Late Quaternary tropical climate variability from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 215, 37-57.
- Peters, C. y Dekkers, M. J., 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 659-667.
- Roberts, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C. y Florindo, F., 2011. Magnetic Properties of Sedimentary Greigite (Fe₃S₄): an Update. *Rev. Geophys.*, 49, RG1002, 1-46.



- Smith, J. D. y Foster, J. H., 1969. Geomagnetic reversal in the Brunhes normal polarity epoch. *Science*, 163, 565-567.
- Tauxe, L., 1993. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice. *Reviews of Geophysics*, 31 (3), 319-354.
- Tauxe, L., 1998. Paleomagnetic principles and practice, Kluwer Academic Publishers. 299 pp.
- Thompson, R. y Oldfield, F., 1986. Environmental Magnetism, Allen and Unwin Ltd. 227 pp.
- Turner G. M., 1997. Environmental magnetism and magnetic correlation of high resolution lake sediment records from Northern Hawke's Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics.*, 40, 287-298.
- Warrier, A. K., Mahesh, B., Mohan, R., Shankar, R., Asthana, R., Ravindra, R., 2014. Glacial–interglacial climatic variations at the Schirmacher Oasis, East Antarctica: The first report from environmental magnetism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, 412, 249–260.
- Yang, X., Heller F., Yang, J. and Su, Z., 2009. Paleosecular variations since ~9000 yr BP as recorded by sediments from maar lake Shuangchiling, Hainan, South China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288 (1-2), 1-9.