

Determinación de fases magnéticas en un lago cordillerano de Patagonia Norte, Argentina

Determination of magnetic phases in a Cordillera de los Andes lake in Northern Patagonia, Argentina

María Alicia Irurzun^{1,*}, Claudia Gogorza¹, Romina Achaga¹, María Martha Bianchi², Yamila Giaché²

¹Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de Buenos Aires (CIFICEN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Bs. As. (UNCPBA), Consejo de Investigaciones Científicas (CIC), Pinto 399, Tandil, 7000, Argentina.

²Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) 3 de Febrero 1370, Caba C1426BJN, Argentina

* Autor para correspondencia: (M.A. Irurzun) airurzun@exa.unicen.edu.ar

Cómo citar este artículo:

Irurzun, M.A., Gogorza, C., Achaga, R., Bianchi, M.M., Giaché, Y., 2024, Determinación de fases magnéticas en un lago cordillerano de Patagonia Norte, Argentina: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 76 (3), A260224. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n3a260224>

Manuscrito recibido: 17 de Octubre de 2023
Manuscrito corregido: 12 de Abril de 2024
Manuscrito aceptado: 20 de Abril de 2024

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

En este trabajo se realizó un análisis detallado de la composición magnética de un testigo sedimentario de un metro de la parte superior del Laguito del Morro, Patagonia Norte, Argentina. Se utilizaron mediciones de susceptibilidad magnética en baja frecuencia, magnetización remanente anhística, curvas de magnetización remanente isotérmica (a temperatura ambiente) y determinación de temperaturas de Curie. Se calculó la coercitividad de remanencia y diferentes cocientes interparamétricos. Los valores obtenidos de coercitividad de remanencia permitieron determinar tres magneto-zonas con mineralogías magnéticas bien diferenciadas. El cociente entre la magnetización remanente isotérmica a -100mT y la de saturación sólo mostró un comportamiento espejado a la coercitividad en las zonas I y II. El análisis de las curvas a temperatura ambiente, así como los experimentos térmicos proporcionaron la identificación de magnetita, titanomagnetita y titanohematita, siendo la magnetita el componente principal. Las zonas identificadas van desde 0 a 16 cm (presente - 1890 CE) para la zona I, 16 a 60 cm (1890 - 1570 CE) para la zona II y la zona III de 66 a 100 cm (1260 - 1520 CE). Particularmente la zona II queda enmarcada dentro de la denominada Pequeña Edad de Hielo, por lo que es de esperarse que las variaciones mineralógicas observadas tengan una fuerte componente climática como causante del cambio.

Palabras clave: Laguito del Morro, paleomagnetología, métodos magnéticos, coercitividad de remanencia, Pequeña Edad de Hielo.

ABSTRACT

In this work, a detailed analysis of the magnetic composition of the upper meter of sediment from a core from Laguito del Morro, Northern Patagonia, Argentina, was carried out. Measurements of low-frequency magnetic susceptibility, anhysteretic remanent magnetization, isothermal remanent magnetization curves (at room temperature), and determination of Curie temperatures were used. Remanence coercivity and different interparametric ratios were calculated. The values obtained for remanence coercivity allowed us to determine three magneto-zones with well-differentiated magnetic mineralogies. The ratio between the isothermal remanent magnetization at -100mT and the saturation magnetization only showed a behavior mirrored by the coercivity in zones I and II. The analysis of the curves at room temperature and the thermal experiments identified magnetite, titanomagnetite, and titanohematite, with magnetite being the main component. The identified zones range from 0 to 16 cm (present - 1890 CE) for zone I, 16 to 66 cm (1890 - 1570 CE) for zone II and 66 to 100 cm (1260 - 1520 CE) for zone III. Particularly, zone II is framed within the so-called Little Ice Age, so it is expected that the mineralogical variations observed will have a strong climatic component as a cause of the change.

Keywords: Laguito del Morro, paleomagnetology, magnetic methods, remanence coercivity, Little Ice Age.

1. Introducción

A lo largo de los años, se han descrito muchos métodos para describir magnéticamente muestras de rocas, suelos y sedimentos (Goguitchaichvili *et al.*, 2007; Ozán *et al.*, 2020; Gogorza *et al.*, 2021) ya sea como base para estudios de variaciones del campo magnético terrestre, o para análisis de magnetismo de rocas o paleoambientales. Las descripciones se basan en determinar tres aspectos: mineralogía, tamaño de grano y concentración de los minerales magnéticos presentes (Evans y Heller, 2003). Luego de analizar estos parámetros, es posible incorporar estudios no magnéticos para arribar, por ejemplo, a interpretaciones paleoambientales (Irurzun *et al.*, 2014a, Achaga *et al.*, 2022).

En la literatura se encuentran gráficos y tablas en las cuales se determinan granulometría magnética y concentración para diferentes minerales magnéticos (Evans y Heller, 2003; Thompson y Oldfield, 1986; Peters y Dekkers, 2003). Sin embargo, en todos los casos, es necesario identificar previamente con qué minerales magnéticos se está trabajando. La magnetita es el mineral más ampliamente descrito, ya que se encuentra en su mayoría conformando las muestras en estudios paleomagnéticos (Irurzun *et al.*, 2020; Gogorza *et al.*, 2021). Sin embargo, también se ha registrado la presencia de hematita (Irurzun *et al.*, 2014b), greigita (Roberts *et al.*, 2011) o maghemita (Achaga *et al.*, 2022) como minerales magnéticos principales.

El objetivo de la presente contribución consistió en identificar los minerales magnéticos presentes en las muestras del Laguito del Morro y sus proporciones, composición magnética principal y secundaria, como primer paso para análisis posteriores de granulometría y concentración.

2. Descripción del área de trabajo

Laguito del Morro (41° 32' 24.4"S - 71° 47' 50.0"O) es un pequeño lago cercano a la frontera argentino-chilena. Tiene una superficie de 240 m² y 6 m de profundidad, situado a una altura de

505 m en el valle del Río Manso Inferior (Figura 1). El Río Manso se origina en el glaciar Manso en Cerro Tronador y desemboca a través del Río Puelo en el Océano Pacífico. Laguito del Morro, es alimentado por aguas subterráneas sin corriente de entrada, no se congela ni se seca. El lago está rodeado por una turbera de *Sphagnum magellanicum*. En las turberas de la región, esta especie de briofita coexiste con plantas vasculares como juncos y ciperáceas en proporciones variables a lo largo del gradiente del nivel freático (Bianchi *et al.*, 2023).

Los valores de precipitación anual, provenientes del Océano Pacífico Sur (2000 mm aproximadamente), permiten el ingreso de elementos del bosque Valdiviano a la porción más occidental del valle (Giaché y Bianchi, 2018). Los datos de la estación meteorológica Paso El León (41°30'29.18" S - 71°50'39.31" O, 350 m.s.n.m.) indican un clima templado cálido sin estación seca. La temperatura media anual es de 10.1 °C y la precipitación media anual es de 2300 mm (Kottek *et al.*, 2006).

En la estación meteorológica Piedra Pintada (41°36'17.05" S - 71°32'28.86" O, 486 m.s.n.m.) ubicada a 30 km al este, la precipitación media anual disminuye a 1300 mm, ocurriendo el 75% de la misma, entre los meses de abril a septiembre (otoño a primavera austral). Las temperaturas medias mensuales mínima y máxima son de -2 °C en julio y 24 °C en febrero, respectivamente (Bustos, 1995).

3. Materiales y métodos

Los testigos sedimentarios en estudio se extrajeron del Laguito del Morro utilizando un muestreador tipo Livingstone y se tomaron muestras para diferentes análisis: datación por radiocarbono, análisis de polen y carbón, determinaciones geoquímicas y magnetismo de rocas. De un total de 3 testigos colectados, en este trabajo se presentan los resultados obtenidos en el testigo Elamo01. Este testigo se encuentra dividido en 12 tramos de entre 0.4 y 1 m de longitud cada uno, en particular se analizará la mineralogía magnética del primer metro

superior de sedimento correspondiente al primer tramo y parte del segundo. Giaché y Bianchi (2018) de acuerdo al ritmo de sedimentación obtenido para el primer metro, proponen que cada centímetro de material representa entre 7 y 8 años de depositación de sedimento. Por lo que en este trabajo se estudiarán los últimos 800 años aproximadamente.

Para la realización de los estudios de magnetismo de rocas se muestreó de manera continua cada 1 cm de sedimento en portamuestras plásticos de 4.5 cc. En total, se obtuvieron 96 muestras conservadas en cámara fría a 4°C hasta su medición en el laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambiente del Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de Buenos Aires (CIFICEN).

A las 96 muestras obtenidas se les realizaron las siguientes mediciones:

- Susceptibilidad en baja frecuencia (k_p). La medición se realizó con un Susceptibilímetro MS2 (Bartington Instruments).

- Magnetización remanente anhistórica (ARM). Se impartió con un desmagnetizador de campo alterno (AF) con un dispositivo ARM parcial pARM (Molspin) y se midió con un magnetómetro dual JR6A (AGICO). El campo directo utilizado fue de 0.05 mT y el campo alterno tuvo un pico máximo de 100 mT. Luego se desmagnetizaron las muestras con un campo alterno con pico máximo de 40 mT (ARM_{40mT}).
- Magnetización remanente isotérmica de saturación (SIRM). Obtenida con un campo máximo directo de 1.2 T a temperatura ambiente mediante un magnetizador de pulso IM-10-30 (ASC Scientific) y medida con el magnetómetro dual JR6A (AGICO). Luego se aplicaron campos reversos en pasos incrementales de 5 mT hasta obtener una magnetización resultante nula para obtener la coercitividad de remanencia (B_{CR}) y campos reversos de 100 y 300 mT para obtener los valores de IRM_{-100mT} y IRM_{-300mT} .

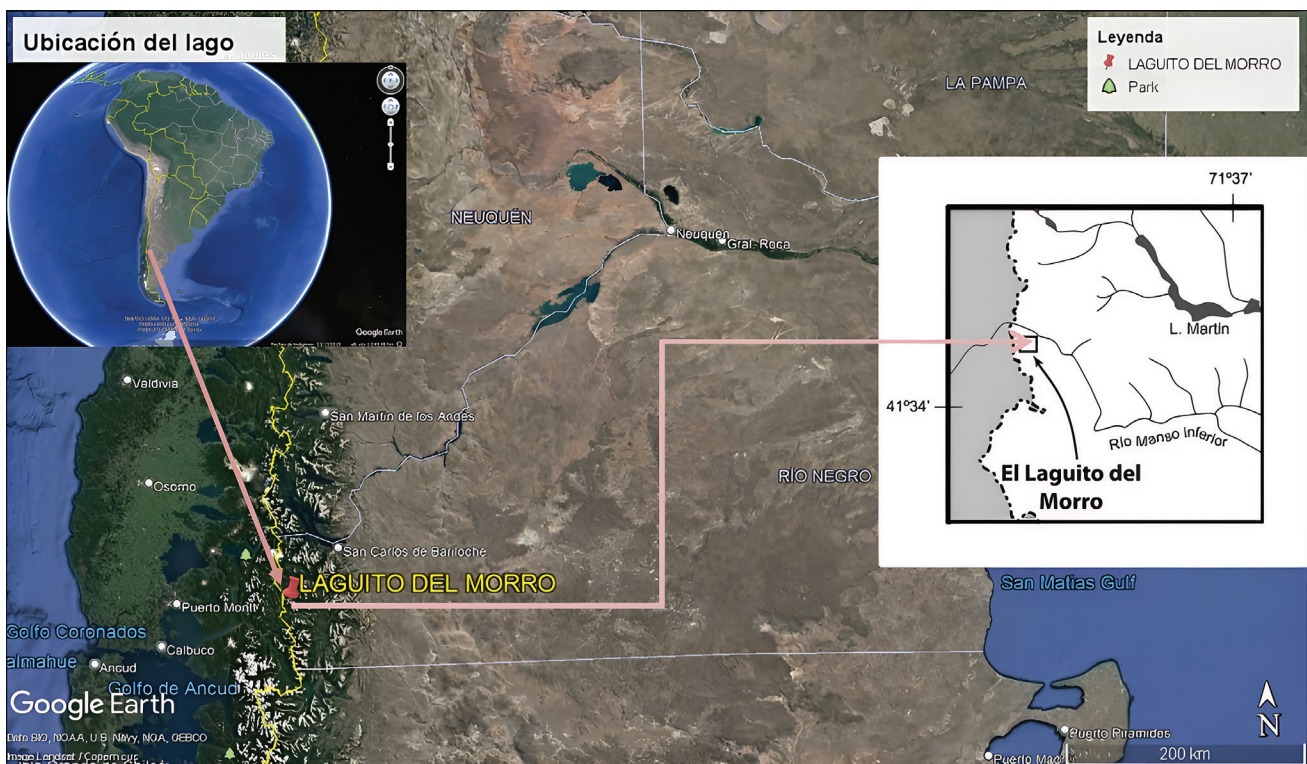


Figura 1 Mapa de ubicación del Lago del Morro (Modificado de Giaché y Bianchi, 2018).

Con estos parámetros se calcularon los cocientes interparamétricos S_{ratio} ($-IRM_{-300mT}/SIRM$), $SIRM/k_{if}$, $IRM_{-100mT}/SIRM$ y ARM_{40mT}/ARM necesarios para determinar la mineralogía magnética presente en las muestras.

A un grupo de muestras piloto se les realizaron las siguientes mediciones:

- Adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM). Obtenida mediante la aplicación de campos directos a temperatura ambiente hasta llegar a la saturación de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 95, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800 mT, 1 y 1.15T con el magnetizador de pulso IM-10-30 (ASC Scientific) y medida con el magnetómetro dual JR6A (AGICO). Se obtuvo el campo coercitivo para el cual la IRM es la mitad del valor de saturación ($B_{1/2}$) y las curvas completas se analizaron con el programa MaxUnmix (https://maxunmix.shinyapps.io/MAX_UnMix_final_version/, Maxbauer *et al.*, 2016) para identificar las coercitividades de los componentes de las muestras.

- Análisis térmicos. Las muestras se calentaron desde 30 a 700 °C y se enfriaron hasta 40 °C a una velocidad de 15°/min en un MS2 k-T equipado con un horno MS2WF de Bartington Instruments. Las curvas obtenidas se analizaron utilizando el método de Prévot *et al.* (1983) para determinar tanto temperaturas de Curie o Néel de los minerales magnéticos que componen las muestras (durante el calentamiento) como la neoformación de otros minerales a causa de la temperatura (por comparación durante el enfriamiento). A estas temperaturas críticas se las denominará T_c de aquí en adelante.

4. Resultados

Como una primera aproximación para determinar las fases o minerales magnéticos presentes en el sedimento, en la Figura 2 se muestra el gráfico de $SIRM/k_{if}$ versus $B_{1/2}$ utilizado por Peters y Dekkers (2003) para discriminar zonas de dife-

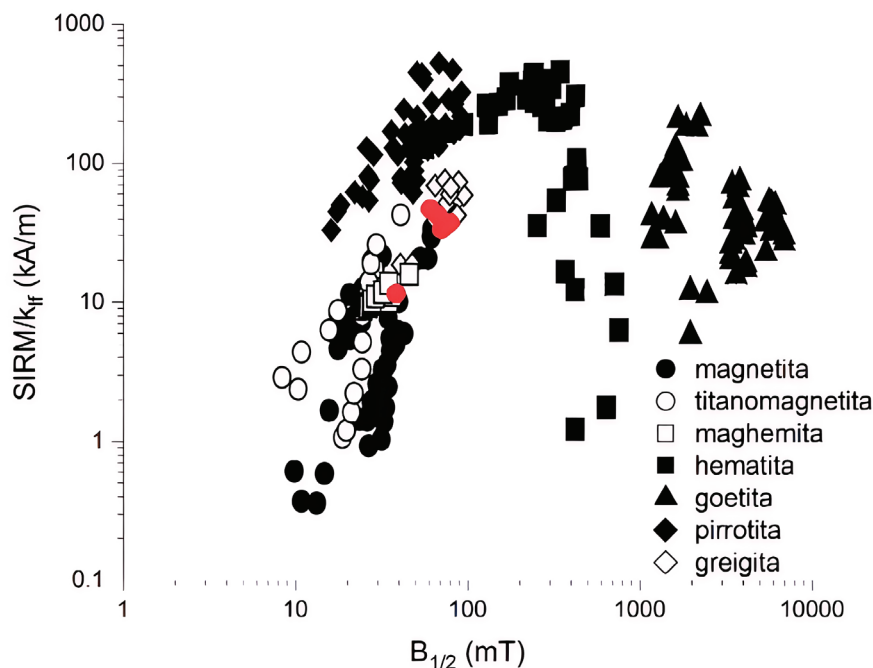


Figura 2 Biplot de $SIRM/k_{if}$ vs. $B_{1/2}$. En rojo, los resultados de este estudio. En blanco y negro, la separación de componentes propuesta por Peters y Dekkers, (2003).

Tabla 1. Promedios de las variables utilizadas y desviación estándar (entre paréntesis) para cada una de las zonas identificadas y para el registro completo.

Variable	Zona I	Zona II	Zona III	Registro completo
B_{CR}	39.79 (3.35)	60.61 (10.77)	67.37 (2.92)	59.58 (12.17)
Sratio	0.97 (0.02)	0.91 (0.04)	0.91 (0.04)	0.92 (0.04)
SIRM/k	21.06 (4.13)	36.40 (11.10)	34.60 (6.38)	33.12 (10.20)
$B_{1/2}$	38.56 (0.01)	67.89 (5.26)	75.05 (3.54)	66.91 (12.62)
IRM _{-100mT} /SIRM	-0.69 (0.07)	-0.43 (0.15)	-0.37 (0.03)	-0.45 (0.15)
ARM _{40mT} /ARM	0.15 (0.02)	0.20 (0.05)	0.27 (0.05)	0.22 (0.06)

rentes mineralogías magnéticas. Se observa que todas las muestras analizadas (círculos rojos) se ubican en las zonas de minerales de bajas coercitvidades, aunque con una mineralogía heterogénea variando entre maghemita, magnetita y titanomagnetita como minerales mayoritarios sin descartar la posible presencia de greigita en algunas de las muestras.

Para analizar la presencia de minerales de distintas coercitvidades se graficaron tanto B_{CR} como Sratio (Figura 3). Entre 60 y 66 cm no se realizó ningún muestreo ya que este material fue reservado para análisis radiocarbónico previo al muestreo magnético. B_{CR} es aproximadamente constante tanto en la base como en el tope de la secuencia, aunque en ambos tramos varía en torno a valores diferentes. Estos cambios en la coercitvidad permiten dividir el registro en tres zonas. La zona I entre 0 y 16 cm, con valores medios de 39.8 mT (Tabla 1), la zona II entre 17 y 60 cm, cuyo valor medio es de 60.6 mT (Tabla 1) y la zona III entre 60 y 100 cm con un valor medio de 67.4mT. En particular, entre los 17 y los 60 cm, B_{CR} presenta valores muy variables con una tendencia decreciente. Pueden observarse tres escalones, alrededor de 70, 60 y 45 mT.

Con respecto a Sratio, se observa un comportamiento relativamente constante en la zona I donde se encuentran los valores más altos. En las zonas II y III, las variaciones de Sratio son similares entre sí y en ambos casos el valor medio es de 0.91 ± 0.04 (Tabla 1).

Para discriminar entre algunas de las fases magnéticas de bajas coercitvidades, Evans y Heller (2003) sugieren utilizar los biplots de SIRM/ k_{if} versus ARM_{40mT}/ARM para separar las muestras con pirrotita como componente principal y de IRM_{-100mT}/SIRM versus ARM_{40mT}/ARM para las muestras cuya componente mayoritaria es la greigita. En la Figura 4, se observa que ninguna de las muestras estudiadas queda comprendida en estas regiones, por lo que se descarta la presencia de pirrotita y greigita como componentes primarios en las mismas. Sin embargo, en la Figura 4a una muestra de la zona I (rosa) y algunas de la zona II (naranja) quedan por fuera de la región correspondiente a magnetita/titanomagnetita. Algo similar ocurre en la Figura 4b. En este caso, varias muestras de la zona II y algunas de la zona III (amarilla) quedan por fuera de la región correspondiente a magnetita/titanomagnetita. De acuerdo con Peters y Thompson (1998), dichas muestras contendrían también en su composición minerales con altas coercitvidades.

En la Tabla 1 se muestran, además, los valores promedio de todos los parámetros analizados y sus desviaciones estándar. Tal como ocurre con las coercitvidades, en todos los casos se ve una variabilidad mayor en la zona II, evidenciada por un mayor valor de desviación estándar. Al analizar el registro completo, para B_{CR} , Sratio, SIRM/k y IRM_{-100mT}/SIRM la variabilidad dada por la desviación estándar alta es similar a la de la zona II. Las zonas I y III presentan valores más homo-

géneos en todos los parámetros medidos (menores desviaciones estándar) aunque con valores medios diferentes.

La Figura 5 muestra el análisis de coercitividad realizado a las curvas de adquisición de magnetización remanente isotérmica en una serie de muestras piloto. En el caso de la zona I (Figura 5a) y debido a la homogeneidad de los resultados obtenidos con los parámetros anteriores (Figura 3, Tabla 1) sólo se realizó este estudio en una muestra. Siguiendo este criterio, se utilizaron cuatro muestras para la zona II y tres para la zona III. Como se puede ver en todos los casos hay tres componentes, una con coercitividad baja, una intermedia y una alta.

El componente de baja coercitividad tiene un valor medio de 37.8 mT y representa el 45% de la señal magnética obtenida (Tabla 2). El componente de coercitividad intermedia tiene un valor medio de 86.3mT y representa el 21% de la señal. Por último, el componente de coercitividad alta tiene un valor medio de 258.5 mT y explica el 33% de la curva de IRM. En la zona I (Figura 5a),

el componente de alta coercitividad representa el 30% de la señal mientras que el restante 70% está dominado por el componente de baja coercitividad (Figura 5d). En la zona II (Figura 5b), nuevamente el componente de bajas coercitividades es la dominante, luego la de coercitividades altas y en tercer lugar el componente de coercitividades intermedias con porcentajes de 51%, 30% y 18% respectivamente (Tabla 2).

Finalmente, en la zona III los tres componentes parecen estar representados en porcentajes similares, tal como se observa en la Figura 5c y en los porcentajes de representación mostrados en la Tabla 2. Sólo una muestra en la zona II y una muestra en la zona III presentaron porcentajes significativos (mayores al 40%) para altas coercitividades. Aunque para estos casos el valor de S_{ratio} es 0.92 y 0.89 respectivamente y la coercitividad es menor a 200 mT, muy por debajo del promedio para la tercera componente en el resto de las muestras.

Debido a la naturaleza destructiva de los análisis térmicos, las mediciones de susceptibilidad, k , con

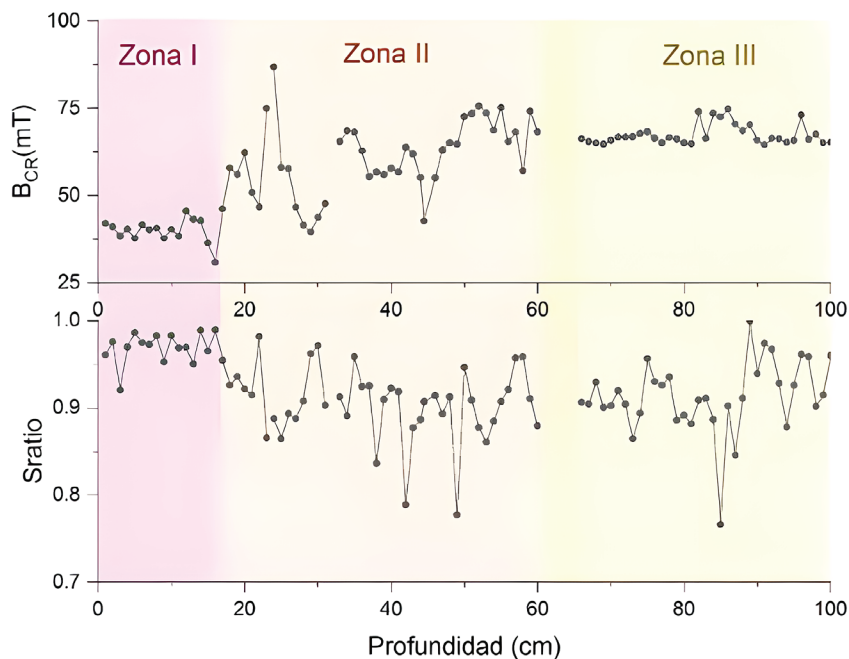


Figura 3 Coercitividad de remanencia y S_{ratio} en función de la profundidad. En colores se muestran las zonas I, II y III cuyo comportamiento se describe en el texto.

temperatura, T (Figura 6) se realizaron al final.

Nuevamente, considerando la homogeneidad de los resultados previos, se utilizó una muestra de la zona I. Para las zonas II y III se utilizaron, tres y dos muestras respectivamente. En todos los casos se observa que la susceptibilidad después del tratamiento térmico es mucho mayor que la inicial, indicando la neoformación de minerales más fuertemente magnéticos. En la zona I (Figura 6a) se observan dos cambios notorios de pendiente, tanto durante el calentamiento, como el enfriamiento. En el calentamiento, la curva que modela estos cambios parece estar superpuesta a una suave curva decreciente que comienza alrededor de los 300°C. Teniendo en cuenta el error propio de las mediciones experimentales y que las muestras naturales contienen en general una mezcla de minerales, el descenso centrado en 579°C (ascenso durante el enfriamiento a 567°C) puede asociarse con la temperatura de Curie de magnetita que es de 580°C (Dunlop y Özdemir, 1997; Evans y Heller, 2003). A este componente se le denominó de temperatura de Curie intermedia (Figura 6d). El primer componente de baja temperatura de Curie, que comienza a mostrar un decaimiento

en los valores de susceptibilidad alrededor de los 470°C, podría asociarse con titanomagnetita. Mientras que el primer componente que se observa durante el enfriamiento con una temperatura característica alta, T_C de 645°C, es indicativo de la presencia de titanohematita (Evans y Heller, 2003). En la zona II, este comportamiento sólo se observa en la muestra ubicada a los 21 cm.

Las otras dos muestras sólo presentan valores centrados en 571°C para el calentamiento y 563°C y 566°C durante el enfriamiento, nuevamente, muy cercanos a la temperatura de Curie de la magnetita. También se observa la posible presencia de titanomagnetita en la muestra ubicada a los 58 cm, ya que la primera temperatura que se observa durante el calentamiento está centrada en los 451°C (Figura 6b; Dunlop y Özdemir, 1997; Evans y Heller, 2003). En la zona III, la muestra ubicada a los 85 cm exhibe un comportamiento similar a la de la zona I (Figura 6d). Por otro lado, la muestra ubicada a los 73 cm (Figura 6c) sólo muestra valores de T_C asociables con titanomagnetita y titanohematita, tanto para el calentamiento como para el enfriamiento.

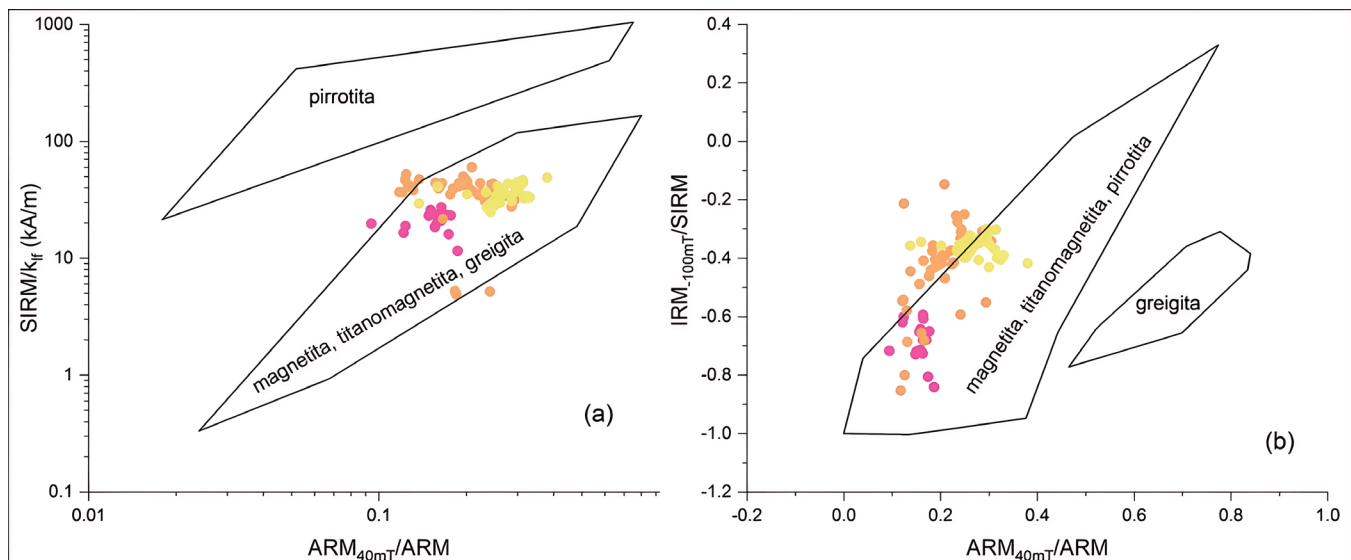


Figura 4 $SIRM/k_{ir}$ e $IRM_{100mT}/SIRM$ vs. ARM_{40mT}/ARM (Evans y Heller, 2003). Las muestras en color rosa se corresponden con la zona I; las de color naranja con la zona II y las amarillas con la zona III.

Tabla 2. Coercitividades medias y porcentaje de representación respecto de la curva total (entre paréntesis) para cada zona y todo el registro de acuerdo con los resultados de la Figura 5.

	Zona I	Zona II	Zona III	Total
Componente 1	24.48 (55.82)	40.26 (51.09)	39.08 (34.01)	37.84 (45.28)
Componente 2	72.61 (14.54)	98.76 (17.71)	74.15 (27.5)	86.26 (20.99)
Componente 3	223.69 (29.63)	287.85 (30.45)	231.02 (38.49)	258.52 (33.36)

5. Discusión

Dankers (1981) propone utilizar el cociente entre $B_{1/2}$ y B_{CR} como un indicador de los minerales magnéticos que componen las muestras. Los resultados sugieren la presencia de hematita cuando se obtiene un valor alrededor de 1, titanomagnetita con un valor alrededor de 1.2 y magnetita con un valor alrededor de 1.6. Las muestras analizadas en nuestro registro muestran valores alrededor de 1.14 ± 0.07 para el registro completo sugiriendo una mineralogía magnética compuesta por hematita y titanomagnetita en general. Basándonos en la homogeneidad de los resultados (Figura 3, Tabla 1), en la zona I sólo se realizó este estudio a una única muestra, obteniendo un valor de 1.25, que indica la presencia de titanomagnetita. En la zona II, el cociente es de 1.12 similar al del registro completo (Tabla I). Y en la zona III el cociente es 1.11, también sugiriendo la presencia de hematita y titanomagnetita. Si bien esta primera aproximación es válida, es necesario tener en cuenta que no indica la proporción de cada mineral presente, como tampoco, la posible presencia de otros minerales de bajas coercitividades como maghemita, greigita o pirrotita; o de altas coercitividades como goethita.

Los minerales con bajas coercitividades o magnéticamente “blandos” tipo magnetita poseen valores bajos de B_{CR} y cercanos a 1 de $Sratio$. Por otro lado, los minerales magnéticamente “duros” tipo hematita, presentan valores altos de B_{CR} y $Sratios$ menores, cercanos a 0.8 (Evans y Heller, 2003). Esto genera un comportamiento espejado

entre ambas gráficas, tal como se observa en la Figura 3. Los valores de estos parámetros en la zona I (entre 0 y 16 cm) sugieren la presencia de minerales como la magnetita o titanomagnetita (Peters y Dekkers, 2003). En el caso de la zona II (entre 17 y 60 cm), la mineralogía sugerida es titanomagnetita con una mayor proporción de Ti, sulfuros de hierro como la greigita o la pirrotita y/o la presencia de hematita (Figura 4; Peters y Dekkers, 2003). Esta heterogeneidad en las posibles mineralogías presentes es la causante de los valores más dispersos, tanto de B_{CR} como de $Sratio$. En la zona III (entre 66 y 100 cm) y de acuerdo con los valores obtenidos, la mineralogía podría ser la misma que en la zona II. Sin embargo, las coercitividades tienen un comportamiento más homogéneo sugiriendo que minerales magnéticamente “duros” podrían tener una predominancia en esta zona frente al resto del registro.

Las titanomagnetitas pueden presentar valores muy diferentes de coercitividad dependiendo de la proporción de titanio presente (Peters y Dekkers, 2003). Debido a esto pueden enmascarar la presencia de otros minerales magnéticamente “blandos” como greigita y pirrotita (ambos sulfuros de hierro) cuyas coercitividades son similares. Al graficar $SIRM/k_{IF}$ versus B_{CR} , la greigita parece estar presente (Figura 2). Pero al utilizar $SIRM/k_{IF}$ e $IRM_{-100mT}/SIRM$ versus ARM_{40mT}/ARM como sugieren Evans y Heller (2003), ninguno de los sulfuros de hierro parece componer estas muestras (Figura 4). Por otro lado, en las curvas de k-T (Figura 6) no se observan cambios de temperatura entre los 320°C y 330°C, T_c asociadas a la pre-

sencia de pirrotita o greigita (Dunlop y Özdemir, 1997). Roberts *et al.* (2011) realizan un exhaustivo análisis de curvas de temperatura para muestras con greigita y no hallan una temperatura característica para este mineral, aunque proponen que puede ser algún valor por encima de los 350°C.

Por otro lado, sugieren que las curvas de calentamiento y enfriamiento tienen comportamientos particulares. Cuando la muestra tiene greigita se observa una disminución en la curva de calentamiento entre los 300°C y 450°C, y su curva de enfriamiento tiene valores de susceptibilidad más bajos que los de calentamiento. Esto se debe a que la greigita se ve alterada por el tratamiento térmico y la mayoría de los productos finales no son minerales fuertemente magnéticos. No obstante, dicho comportamiento no ocurre en ninguna de las muestras estudiadas en este trabajo (Figura 6) por lo que las curvas de k vs. T también descartan la posibilidad de la presencia de greigita.

Por otra parte, se observa la presencia de magnetita, con valores muy estables de temperatura de Curie en todo el registro y de titanomagnetita con diferentes proporciones de titanio en casi todo el perfil. La cantidad de Ti presente oscila entre el 39% y el 14% en cuatro de las seis muestras estudiadas. Estas titanomagnetitas parecen sufrir alteraciones químicas irreversibles, ya que ninguna de ellas es observada durante el enfriamiento. Curvas similares fueron reportadas por Irurzun *et al.* (2017) encontrando magnetita como mineral dominante y titanomagnetita y hematita como minerales secundarios. Las titanomagnetitas parcialmente oxidadas a bajas temperaturas son nombradas en la literatura como titanomaghemitas (McElhinny y McFadden, 2000). Ricci *et al.* (2020) sugieren que titanomagnetitas inestables con deficiencia de cationes se disuelven en fases pobres y ricas en titanio al calentarse en el aire, mostrando curvas de calentamiento similares a las obtenidas en este tra-

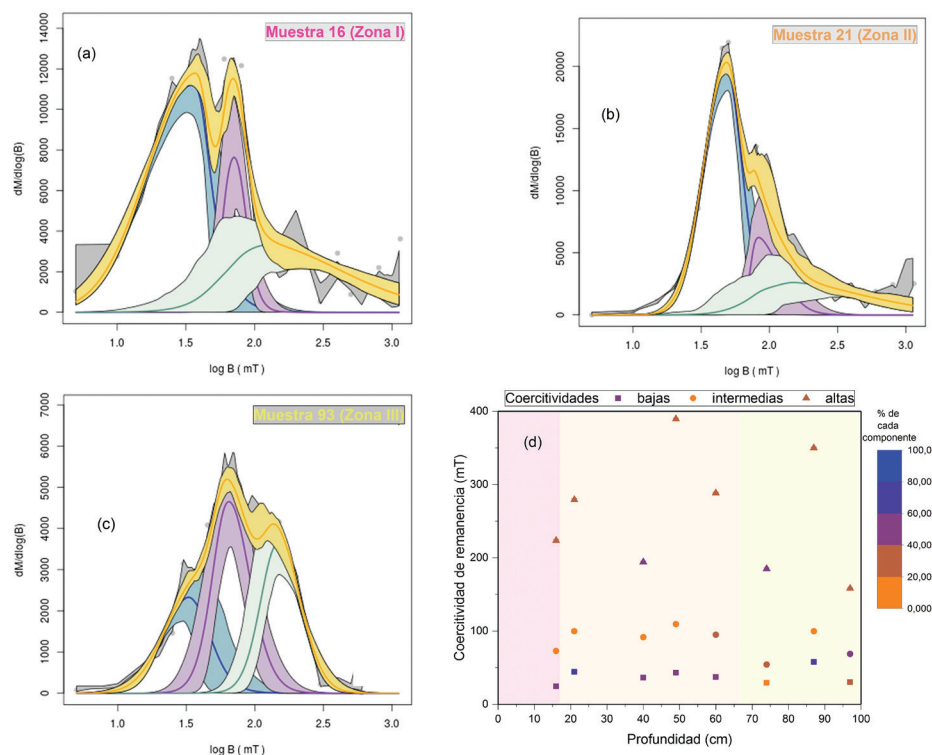


Figura 5 Separación de componentes en curvas de adquisición de IRM mediante análisis de coercividades mediante MaxUnmix (Maxbauer *et al.*, 2016). a), b) y c) Muestras representativas de cada zona. d) Resumen de las coercividades y los porcentajes de cada componente.

bajo. En general, durante el proceso de medición, calentamiento y enfriamiento, la titanomaghemita presenta curvas irreversibles debido a la inversión que sufre hacia una fase que incluye magnetita (Dunlop y Özdemir, 1997). Este comportamiento podría explicar los valores finales de susceptibilidad muy por encima de los iniciales al final de la medición. Por su parte, se observa la presencia de titanohematita en las muestras de la zona III durante el calentamiento, con una proporción de titanio del orden de sólo el 6% (Evans y Heller, 2003). Este mineral no es detectado en el resto del perfil durante el calentamiento. En las zonas I y III se observa la formación de titanohematita posiblemente debido a la presencia de maghemita en muy baja proporción (Liu *et al.*, 2010).

Del análisis de la señal magnética observada en las curvas de adquisición de la IRM, el comportamiento es disímil para cada zona. Los componentes baja e intermedia son los responsables de entre el 60 y 70 % del comportamiento total de la IRM.

Teniendo en cuenta los componentes hallados a través de todos los análisis hasta este punto, los tres posibles componentes para las curvas de IRM son magnetita (baja coercitividad), titanomagnetita (coercitividad intermedia) y titanohematita pobre en Ti (alta coercitividad) (Peters y Dekkers, 2003; Maxbauer *et al.*, 2016).

Los resultados sugieren que la titanohematita es el mineral magnético representativo en la zona III. No sólo porque su porcentaje de representación en el análisis de coercitividades en la curva de IRM es mayor (Figura 5), sino también porque los análisis térmicos de las muestras de esta zona no decaen fuertemente por encima de los 600°C, como ocurre con las muestras de las zonas I y II.

En la zona II se observa como el porcentaje de titanohematita disminuye a medida que la profundidad disminuye, llegando a coercitividades similares a las muestras de la zona I, en las muestras hacia el límite superior del tramo. La presencia de minerales magnéticamente “duros” en distintas

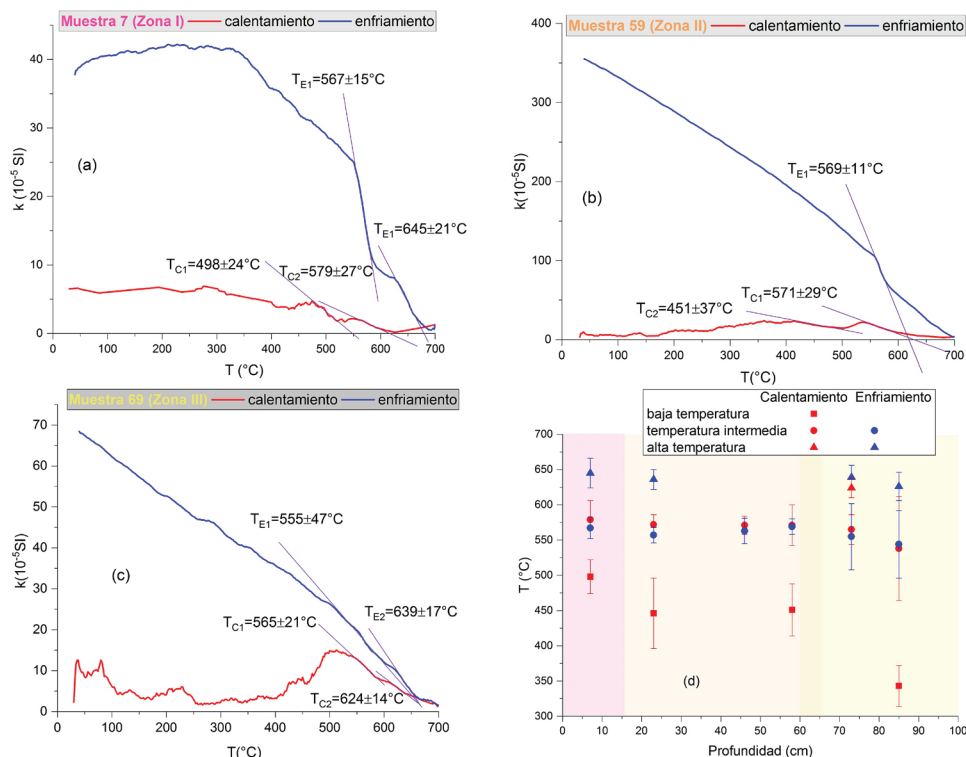


Figura 6 Curvas de susceptibilidad vs. temperatura. a), b) y c) Muestras representativas de cada zona. d) Resumen de las temperaturas halladas mediante este método.

proporciones podría explicar un corrimiento de $B_{1/2}$ hacia la derecha en la Figura 2. Esto haría que las muestras parecieran caer en la región de greigita. Corrimientos similares y aún más notorios fueron reportados por Irurzun *et al.* (2014b). Giaché y Bianchi (2018) desarrollaron una curva edad-profundidad para los sedimentos del Laguito del Morro que nos permiten darle un marco temporal a los hallazgos realizados en este trabajo. En la Figura 7 se presenta un resumen de los resultados encontrados mediante experimentos térmicos y curvas de IRM para las muestras piloto (alrededor del 15% del total), junto con los valores de B_{CR} para todo el perfil estudiado. Se eligió como representativo este parámetro magnético ya que es el que mejor refleja las variaciones mineralógicas de las muestras estudiadas.

En la zona III, entre 1210 y 1490 CE (era común por sus siglas en inglés), los valores de B_{CR} son más bien altos y se corresponden con la presencia de magnetita y titanomagnetita combina-

das con titanohematita (con muy baja proporción de Ti), la que presenta porcentajes mayores al 30% de aporte a la IRM. En la zona II, entre 1530 y 1880 CE, se encuentran los mismos minerales magnéticos que en la zona III, pero sus proporciones varían entre muestra y muestra. La variación de dichas proporciones genera un patrón más errático en el comportamiento de B_{CR} . Aunque la magnetita está presente en todo el registro, minerales como la titanomagnetita y la titanohematita no se hallaron en algunas de las muestras. En la zona I, entre 1880 CE y el presente, la titanohematita no se observa más en el perfil, registrándose sólo la presencia de minerales como la magnetita y la titanomagnetita. De ellos, la magnetita es el mineral magnético dominante.

La zona II quedaría enmarcada dentro de la denominada Pequeña Edad de Hielo la cual abarcó el período comprendido entre 1550 y 1850 CE (NASA, s.f., Helama *et al.*, 2009; Laprida *et al.*, 2014; Oliva, 2018), aunque la edad correspon-

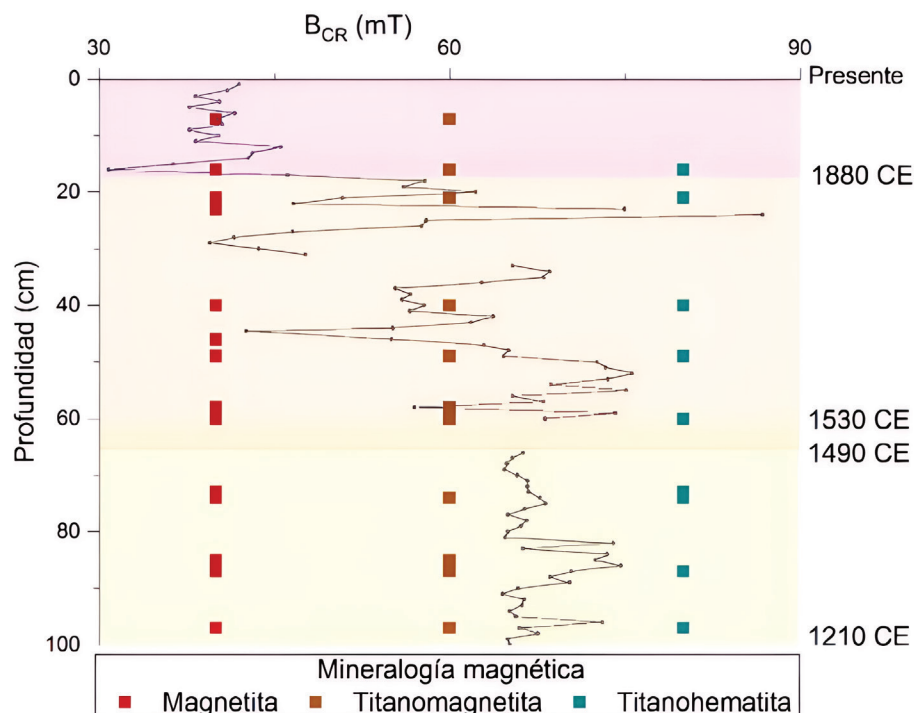


Figura 7 Fases magnéticas encontradas mediante determinaciones de temperaturas críticas, componentes de las curvas de adquisición de IRM y BCR en función de la profundidad. A la derecha se muestran las edades en años de la era común (CE) para los límites de cada zona.

diente al inicio difiere entre los diferentes registros. En el caso del Laguito del Morro, esta época climática parece estar signada por variaciones en la mineralogía, ausentes antes de *ca.* 1530 CE ni observables a partir de *ca.* 1880 CE.

Se plantea para trabajos futuros vincular los cambios observados en este trabajo con mediciones de otros parámetros magnéticos y no magnéticos, de forma tal de asociar estos cambios con climas fríos, como se han registrado en Patagonia Sur (Caffau *et al.*, 2022) o con sequías, como ha sido realizado por Laprida *et al.* (2014) en la Provincia de Buenos Aires.

6. Conclusiones

Se puede concluir que la mineralogía presente en el perfil estudiado está constituida por magnetita como mineral dominante, y titanomagnetita y titanohematita con baja proporción de titanio, como minerales secundarios. Por otro lado, es importante mencionar que ninguno de los métodos utilizados puede resolver de manera unívoca la mineralogía presente y la proporción de cada fase magnética, lo que implica la necesidad de hacer uso de una combinación de ellos para arribar a una conclusión más sustentada.

Para el Laguito del Morro, los métodos que mejor se ajustan son el cálculo de B_{CR} , identificación de composición mineralógica con el método MaxUnmix y el tratamiento térmico. Estos dos últimos pueden realizarse con un conjunto reducido de muestras, las cuales son elegidas a partir de los resultados de B_{CR} . Esto se debe, fundamentalmente, al hecho que la identificación de mezclas magnéticas con MaxUnmix demanda una notoria cantidad de mediciones, y en consecuencia, más tiempo de medición, y al hecho que el tratamiento térmico es destructivo.

Por último, las magneto-zonas descritas en este trabajo podrían tener una asociación con variaciones climáticas (períodos fríos/cálidos, cambio en la intensidad de los vientos), siendo los forzantes climáticos los causantes de los cambios mineralógicos observados.

Contribuciones de los autores

(1) Conceptualización: MAI, CG, RA; (2) Análisis o adquisición de datos: MAI, CG, MMB, YG; (3) Desarrollo metodológico/técnico: MAI; (4) Redacción del manuscrito original: MAI, RA, CG, MMB; (5) Redacción del manuscrito corregido y editado: MAI; (6) Diseño gráfico: MAI; (7) Trabajo de campo: MMB, YG; (8) Interpretación: MAI, RA, CG.

Financiamiento

Este trabajo fue financiado por PIP 2015 (112201-50100470CO) otorgado por Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Editora a cargo

Ana María Soler.

Conflictos de interés

Los autores hacen constar que no existen conflictos de interés con otros autores, instituciones u otros terceros sobre el contenido (total o en parte) del artículo.

Referencias

- Achaga, R., Gogorza, C., Irurzun, M.A., Goguitchaichvili, A., Mestelán, S., Ruiz Fernández, A.C., Sánchez Cabeza, J.A., Sánchez Bettucci, L., Sinito, A., Morales, J., Martínez, D., 2022, Monitoring the environmental evolution and its relationship with anthropogenic activities using magnetic and geochemical proxies on Lake Melincué sediments: *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103827. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103827>
- Bianchi, M. M., Giaché, Y., Irurzun, A., Gogorza, C., Fontana, S., Gieseke, T., 2023, The effects of climate, natural disturbances,

- and human occupation on the rainforest boundary at the eastern foothills of Northern Patagonian Andes since the Late Glacial period: *Quaternary Science Reviews*, 306, 108040. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108040>
- Bustos, C., 1995, El clima en el valle del Río Manso Inferior (Río Negro): Series Comunicaciones Técnicas, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), 13, 12 p.
- Caffau, M., Lodolo, E., Donda, F., Zecchin, M., Lozano, J. G., Nasi, F., Bran, D. M., Tassone, A., Caburlotto, A., 2022, Stratigraphic signature of the Perito Moreno ice-damming during the Little Ice Age (southern Patagonia, Argentina): *The Holocene* 32(3), 174-182. <https://doi.org/10.1177/09596836211060496>
- Dankers, P.H.M., 1981, Relationship between median destructive field and coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite: *Geophysical Journal International*, 64(2), 447-461. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02676.x>
- Dunlop, D., Özdemir, Ö., 1997, *Rock magnetism: Fundamentals and frontiers*: Cambridge, Cambridge University Press, 573 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794>
- Evans M.E., Heller F., 2003, *Environmental magnetism, principles and applications of enviromagnetics*: San Diego, Academic Press, 299 p, [https://doi.org/10.1016/s0074-6142\(03\)x8309-6](https://doi.org/10.1016/s0074-6142(03)x8309-6)
- Giaché, Y.S., Bianchi, M.M., 2018, 13,000 years of forest history in the Río Manso Inferior Valley, Northern Patagonia. Fire-vegetation-humans links: *Journal of Archaeological Science: Reports*, 18, 769-774. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.09.001>
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Heider, G., Goguitchaichvili, A., Ojeda, G., Chiesa, J., Greco, C., 2021, Dating of Holocene fluvial deposits in the southern Sierras Pampeanas (Argentina) by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model: *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 102996. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102996>
- Goguitchaichvili, A., Petronille, M., Henry, B., Valdivia, L.A., Morales, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 2007, Paleomagnetism of the Eastern Alkaline Province (Mexico): Contribution to the time-averaged field global database and geomagnetic instability time scale: *Earth, Planets and Space*, 59(7), 775-783. <https://doi.org/10.1186/BF03352740>
- Helama, S., Timonen, M., Holopainen, J., Ogurtsov, M.G., Mielikäinen, K., Eronen, M., Lindholm, M., Meriläinen, J., 2009, Summer temperature variations in Lapland during the Medieval Warm Period and the Little Ice Age relative to natural instability of thermohaline circulation on multi-decadal and multi-centennial scales: *Journal of Quaternary Science*, 24(5), 450-456. <https://doi.org/10.1002/jqs.1291>
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Chaparro, M.A.E., Prieto, A.R., Laprida, C., Lirio, J.M., Navas, A.M., Nuñez, H., 2014a, A high-resolution palaeoclimate record for the last 4800 years from lake la Brava, SE pampas plains, Argentina: *Geofísica Internacional*, 53(4), 365-383. [https://doi.org/10.1016/S0016-7169\(14\)70072-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7169(14)70072-8)
- Irurzun, M.A., Gonzalez Bonorino, G., Gogorza, C.S., Hall, S., del Valle Abascal, L., Alonso, R.N., Larcher, N.E., 2014b, Caracterización magnética y datación preliminar mediante paleointensidades relativas de sedimentos lacustres de la Formación Tajamar (Guachipas), Salta Argentina: *Latinmag Letters*; 4(4), 1-18.
- Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E., Sinito, A.M., Gogorza, C.S.G., Nuñez, H., Nowaczyk, N.R., Böhnell, H.N., 2017, Relative palaeointensity and reservoir effect on Lake Esmeralda, Antarctica: *Antarctic Science*, 29(4), 356-368. <https://doi.org/10.1017/S0954102017000050>
- Irurzun, M.A., Palermo, P., Gogorza, C.S.G.,

- Sinito, A.M., Aldana, M., Costanzo-Álvarez, V., Ohlendorf, C., Zolitschka, B., 2020, Testing lake-level reconstructions based on rock magnetic proxies for the sediment record of Laguna Cháltel (Patagonia, Argentina): *Quaternary Research*, 95, 113-128. <https://doi.org/10.1017/qua.2020.15>
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006, World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated: *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 259-263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Laprida, C., Massaferro, J., Ramón Mercáu, M.J., Cusminsky, G., 2014, Paleobioindicadores del fin del mundo: ostrácodos y quironómidos del extremo sur de Sudamérica en ambientes lacustres Cuaternarios: *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(2), 97-117.
- Liu, X., Shaw, J., Jiang, J.Z., Bloemendal, J., Hesse, P., Rolph, T., Mao, X., 2010, Analysis on variety and characteristics of maghemite: *Science China Earth Science*, 53, 1153-1162. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-0030-2>
- Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M., Fox, D.L., 2016, MAXUnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions: *Computers & Geosciences*, 95, 140-145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 2000, *Paleomagnetism Continents and Oceans*: Amsterdam, Elsevier, International Geophysics Book series, Volume 73, 386 p. [https://doi.org/10.1016/s0074-6142\(00\)x8093-x](https://doi.org/10.1016/s0074-6142(00)x8093-x)
- NASA, s.f., Earth Observatory Glossary (en línea): USA, NASA, disponible en <<https://earthobservatory.nasa.gov/glossary/1/n#:~:text=Little%20Ice%20Age,Alps%2C%20Norway%2C%20and%20Alaska>>, consultado 6 de noviembre de 2024.
- Oliva, M., 2018, The Little Ice Age, the climatic background of present-day warming in Europe: *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 7-13. <https://doi.org/10.18172/cig.3402>
- Ozán, I.L., Orgeira, M.J., Buscaglia, S., Bianchi Vilelli, M., Vásquez, C.A., Cieplicki, A., Naselli, M., 2020, Sediments vs. Historical narratives: The use of soil magnetic properties to evaluate the existence of a historical fire in an 18th century Spanish fort (Patagonia, Argentina): *Journal of Archaeological Science: Reports*, 34(Part A), 102577. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2020.102577>
- Peters, C., Dekkers, M.J., 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size: *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/B/C*, 28(16-19), 659-667. [https://doi.org/10.1016/s1474-7065\(03\)00120-7](https://doi.org/10.1016/s1474-7065(03)00120-7)
- Peters, C., Thompson, R., 1998, Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides: *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, 183(3), 365-374. [https://doi.org/10.1016/S0304-8853\(97\)01097-4](https://doi.org/10.1016/S0304-8853(97)01097-4)
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Grommé, S., Lecaille, A., 1983, High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the mid-Atlantic ridge: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B3), 2316-2326. <https://doi.org/10.1029/jb088ib03p02316>
- Ricci, J., Carlut, J., Marques, F.O., Hildenbrand, A., Valet, J.P., 2020, Volcanic Record of the Last Geomagnetic Reversal in a Lava Flow Sequence from the Azores: *Frontiers in Earth Science*, 8, 165. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00165>
- Roberts, A.P., Chang, L., Rowan, C.J., Horng, C.S., Florindo, F., 2011, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update: *Reviews of Geophysics*, 49(1), 1-46. <https://doi.org/10.1029/2010RG000336>
- Thompson R., Oldfield F., 1986, *Environmental Magnetism*: Dordrecht: Springer, 228 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-8036-8>