

## ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO INTEGRAL DE LAVAS CRETÁICAS DE LA FORMACIÓN POSADAS, MISIONES, ARGENTINA

Mabel Mena<sup>1\*</sup>, Miguel Cervantes Solano<sup>2</sup>, Avto Gogichaishvili<sup>2</sup>, y Juan Francisco Vilas<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica Daniel Valencio, Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. mena@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup>Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, sede Michoacán, UNAM – Campus Morelia, México.

### Resumen

Se presenta un estudio paleomagnético integral que comprende magnetismo de rocas y determinaciones de paleodirecciones de remanencia y de paleointensidades, realizado sobre muestras de 28 coladas de basaltos de la Formación Posadas. Estos basaltos fueron extruídos durante el enorme volcanismo continental que afectó a la Cuenca Paraná durante el Cretácico inferior. Estas muestras presentan muy baja capacidad para adquirir magnetizaciones remanentes viscosas, con índices de viscosidad entre 0.6 y 8.2%, siendo generalmente <5%. La variación de la susceptibilidad a bajo campo con la temperatura indica la presencia de titanomagnetitas pobres en Ti en la mayoría de las muestras. Las curvas de histéresis muestran rangos estrechos de coercitividades. Se definieron componentes de remanencia estables mediante desmagnetización detallada térmica y por AF. La ubicación secuencial de las polaridades normales y reversas encontradas sugiere que al menos se habría registrado tres intervalos de polaridad. A partir de estas paleodirecciones se calcularon polos geomagnéticos virtuales (PGV) y el correspondiente polo paleomagnético (longitud 13.6°E, latitud 89.9° sur, N=34, R=33.19, K=40.64, A<sub>95</sub>=3.9). Las paleointensidades medias por sitio definidas (26.3±1.2 a 46.0±2.3 μT) determinan un valor medio de 6.76 ± 1.61 x 10<sup>22</sup> Am<sup>2</sup>, mayor que el valor promedio de momento dipolar virtual (VDM) del Cretácico temprano.

### Introducción

Los basaltos de la Formación Posadas (Gentili y Rimoldi, 1980) que afloran en el noreste de Argentina forman parte de una de las mayores provincias de volcanismo continental del mundo. Los afloramientos de estos flujos lávicos, producidos por el volcanismo que afectó la Cuenca Paraná durante el Cretácico inferior, se extienden en Paraguay, Uruguay y sur de Brasil, en donde toma los nombres formacionales de Alto Paraná, Arapey y Serra Geral respectivamente. Las erupciones que originaron estas lavas habrían ocurrido en un lapso de unos 10 millones de años, entre 137 y 127 Ma (Turner *et al.*, 1994)

En este trabajo se presenta un estudio paleomagnético integral, que comprende determinaciones de direcciones de remanencia, paleointensidades y magnetismo de rocas realizado sobre un conjunto de 28 coladas de lavas pertenecientes a esta formación.

### Muestreo

Las muestras estudiadas fueron extraídas a lo largo de los caminos que unen las ciudades de San Ignacio, Eldorado y Bernardo de Irigoyen, en la Provincia de Misiones, Argentina. La secuencia de flujos lávicos se encuentra bien expuesta en estas localidades, siendo su posición subhorizontal. Se extrajo un total de 331 muestras de 28 sitios, con un mínimo de 7 muestras por sitio, empleando una perforadora portátil. Cada muestra consiste en un cilindro de 2.54 cm de diámetro y entre 5 a 12 cm de largo. Estos últimos fueron cortados en especímenes de 2.2 cm de altura. En el camino entre San Ignacio y Eldorado se establecieron 5 sitios. Cada sitio corresponde a una colada reconocida en el campo. El primero de ellos corresponde a un flujo basáltico que se ubica unos 40 m por encima del contacto con la unidad sedimentaria subyacente. Cerca del contacto las rocas aflorantes no son aptas para estudios paleomagnéticos dado su alto grado de alteración. Los sitios 6 a 28 se ubican entre Eldorado y Bernardo de Irigoyen. En general los flujos ascienden en posición estratigráfica desde el sitio 1 al sitio 28.

### Magnetismo de Rocas

Para obtener mediciones precisas y confiables de remanencia durante la desmagnetización térmica progresiva es recomendable que la viscosidad magnética sea baja. Xu *et al.* (1986) sugirieron que las remanencias viscosas pueden ser adquiridas muy rápidamente pero a pesar de esto pueden decaer mucho más lentamente, y que este proceso puede operar en una amplia variedad de tipos de rocas. Este fenómeno, que probablemente se deba a un efecto de difusión posterior (Néel, 1955), podría también imposibilitar la exactitud de las mediciones de remanencia cuando las rocas no son tratadas y medidas en un ambiente no magnético. En este trabajo el índice de viscosidad  $v$  (Thellier y Thellier, 1944) fue determinado empleando dos muestras piloto por flujo a las que se les midió la magnetización remanente en dos momentos. El primero después de dos semanas de almacenamiento bajo un campo ambiental paralelo al eje cilíndrico de los especímenes y el segundo luego de transcurridas otras dos semanas almacenamiento con ejes en la dirección opuesta. Las muestras estudiadas

muestran muy baja capacidad para adquirir magnetizaciones remanentes viscosas. El índice de viscosidad varía entre 0.6 y 8.2% siendo la mayoría de los valores menores al 5%.

Se efectuaron mediciones de susceptibilidad a bajo campo en aire (curvas K-T) mediante un susceptibilímetro Highmoore bridge con horno adicionado. Una muestra de cada sitio fue calentada hasta 600°C a una tasa de calentamiento de 20°C/minuto y luego enfriada a la misma velocidad. La Temperatura de Curie ( $T_c$ ) fue determinada empleando el método de Prévot *et al.*, 1983. Los experimentos de susceptibilidad indican, en la mayoría de los casos, la presencia de titanomagnetitas pobres en Ti. Las curvas de enfriamiento y calentamiento no son perfectamente reversibles, probablemente debido a la baja sensibilidad del sistema de susceptibilidad Highmoore. En unos pocos casos se observó una irreversibilidad bien marcada entre las curvas de enfriamiento y calentamiento. Este comportamiento probablemente se deba a una transformación magneto-química drástica que ocurra durante los calentamientos en aire. Podría inferirse la existencia de titanomaghemitas como portadores de remanencia en estas muestras, las cuales se disocian a temperaturas bajas a moderadas produciendo magnetita pura (Özdemir, 1987).

En todas las muestras estudiadas se realizaron mediciones de histéresis a temperatura ambiente, con campos hasta 1.4 Tesla, empleando un equipo AGFM 'Micromag'. La magnetización remanente se saturación ( $J_{rs}$ ), la magnetización de saturación ( $J_s$ ) y la fuerza coercitiva ( $H_c$ ) fueron calculadas después de aplicar la corrección por contribución paramagnética. Luego de alcanzar la saturación se determinó la coercitividad de la remanencia ( $H_{cr}$ ) aplicando campos opuestos en forma progresiva. Las curvas de histéresis obtenidas son simples en la mayoría de los casos reflejando rangos muy restringidos de coercitividad magnética de los minerales. Sin embargo dos muestras indican la presencia de fases ferrimagnéticas con diferentes coercitividades. Si bien este comportamiento puede deberse a la presencia dominante de partículas dominio simple y de granos superparamagnéticos (Goguitchaichvili y Prévot, 2000), un comportamiento similar podría observarse en caso de ocurrir coexistencia de (titano)hematitas con (titano)magnetitas.

### Determinación de Paleodirecciones

El estudio paleomagnético se realizó empleando un espécimen de cada muestra obtenida. Se analizó la estabilidad de la remanencia magnética portada por estas rocas sometiendo a los especímenes a desmagnetización detallada por altas temperaturas (DT) y por campos alternos (AF). Para estos estudios se emplearon un magnetómetro griogénico 2G con equipo AF incorporado y un horno Schonstedt pertenecientes al INGEODAV.

La desmagnetización térmica se realizó sobre 2 especímenes de cada sitio, empleándose 12 pasos hasta alcanzar los 600°C. Luego de cada paso se midió la susceptibilidad magnética a bajo campo para controlar posibles cambios mineralógicos producidos durante el tratamiento térmico. Las remanencias residuales medidas luego de alcanzar la temperatura de Curie de la magnetita tienen intensidades menores al 10% de la intensidad de la magnetización remanente natural (MRN) en el 85% de las muestras, siendo menores al 5% en el 77% de ellas. Este comportamiento sugiere que los principales portadores de las remanencias son titanomagnetitas.

La desmagnetización por AF se realizó en al menos 4 especímenes por sitio aplicando, en 12 a 14 pasos, campos de 2 a 100 mT. Algunos especímenes presentan remanencias viscosas blandas de baja intensidad removibles en campos de 5 a 15 mT. Una vez eliminada esta remanencia, en la mayoría de los sitios los especímenes muestran una componente simple estable que decae al origen. Este es el caso de las componentes definidas en los sitios 1 a 17 y 20, 24 y 25, que tienen inclinaciones negativas y del sitio 18 con inclinación positiva y dirección prácticamente antípoda a las anteriores. Los sitios restantes se caracterizan por tener especímenes que registran ambos tipos de componentes estables.

En el sitio 19 se definen dos componentes antípodas, una correspondiente a campos de polaridad normal, registrada en mineralogías con temperaturas de desbloqueo menores a los 500°C y otra reversa, con temperaturas de desbloqueo mayores. Los especímenes desmagnetizados por AF hasta 100 mT sólo permiten definir la componente normal. Si en estos especímenes también aparecen las dos mineralogías magnéticas este comportamiento sólo podría explicarse si en la mineralogía que registró la dirección reversa la intensidad de remanencia fuera muy pequeña en relación a la intensidad de la componente normal. Los sitios 23, 26, 27 y 28 registran componentes reversas con temperaturas de desbloqueo superiores a los 580°C y altas coercitividades, y componentes normales con temperaturas de desbloqueo inferiores a los 570°C y coercitividades más bajas que las anteriores. En los sitios 19 y 21 ocurre la misma situación pero con las polaridades invertidas.

El hecho de que las componentes con inclinaciones positivas y negativas existentes en un mismo espécimen sean estadísticamente antípodas puede tener dos explicaciones diferentes:

-Por una parte podría ocurrir que las dos mineralogías que las portan se generaran en lapsos cercanos durante una época de frecuentes cambios de polaridad, siendo la fase de alta  $T_c$  producto de oxidación de la primera. Esta hipótesis puede resultar apoyada considerando que ambas componentes coinciden estadísticamente con las direcciones de las componentes estables de polaridad normal y reversa registradas en los sitios con componentes únicas. Por ejemplo considerando toda la secuencia volcánica, en la base la polaridad es normal (sitios 1 a 17). El flujo del sitio 18 se produce en una época posterior de polaridad reversa y el 19 en una época posterior de polaridad normal, que queda registrada en sus titanomagnetitas. Es posible que la oxidación posterior de esta mineralogía haya producido hematita que registra la polaridad reversa posterior.

-Otra posibilidad es que la componente de alta  $T_c$ , antiparalela a la de baja  $T_c$ , se deba a autoreversión.

Será necesario efectuar más estudios sobre la mineralogía magnética para explicar la existencia de estas dos componentes. Cualquiera sea la situación real, ambas direcciones permiten determinar polos geomagnéticos virtuales (PGV) válidos para emplear en la definición por promedio del polo paleomagnético para la época en que se produjo la efusión de estas lavas.

### Determinación de Paleointensidades

Se realizaron experimentos de paleointensidad en vacío no mayor que  $10^{-2}$  mbar empleando un horno MDT80. Las mediciones de remanencia se efectuaron en un ambiente con campo magnético cero en el laboratorio paleomagnético de la UNAM. La reproductibilidad de la temperatura entre dos calentamientos a la misma temperatura estuvo generalmente dentro de los  $3^{\circ}\text{C}$  hasta los  $450^{\circ}\text{C}$  y dentro de los  $3^{\circ}\text{C}$  por encima de este valor. La intensidad del campo aplicado fue de  $30\ \mu\text{T}$  sostenida con precisión mayor que  $0.15\ \mu\text{T}$ .

Se empleó el método de Thellier modificado por Coe (1978) con controles sucesivos de las remanencias naturales (NRM) y térmicas parciales (pTRM) adquiridas (*sliding NRM-TRM checks*). En cada paso térmico las muestras fueron calentadas dos veces, la primera en campo cero y la segunda en presencia de campo. Los pTRM checks se realizaron cada dos pasos a través de todo el experimento.

### Discusión y Conclusiones

En la Figura 1 se muestran, en el estereograma de la izquierda, las direcciones medias in situ determinadas para cada sitio, y en estereograma mayor de la derecha la ubicación de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) correspondientes a dichas direcciones junto con la disposición de los PGV separados por polaridad. Estos datos se resumen en la Tabla 1. La distribución de los PGV obtenidos es elongada, con una disposición similar a la encontrada en PGV obtenidos en otros flujos lávicos de la Provincia Magmática Paraná (Mena *et al.*, 2006).

Es de notar que las direcciones medias tienen Reversal tests positivos al 95% de confianza, tanto si se emplea el test de McFadden y Lowes (1981), como para el de McFadden y McElhinny (1990), donde, luego de aceptar al 95% de confianza la homogeneidad en los parámetros de concentración, se obtiene como resultado un test +B.

El sitio 1 corresponde a un basalto ubicado en las cercanías del afloramiento del contacto cocinado de los basaltos con las areniscas subyacentes de la Formación Solari, y a unos 40m por encima de este nivel. Este sitio presenta polaridad normal al igual que los siguientes (sitios 2 a 5) ubicados en el camino desde San Ignacio hasta Eldorado. Aunque no puede reconstruirse la secuencia temporal de los flujos muestreados, si se considera la altitud topográfica de los mismos en el perfil Eldorado-Bernardo de Irigoyen, estos podrían ordenarse de sitios 1 a 16, 24, 17, 25, 18 a 23 y 26 a 28. El análisis de las polaridades de las direcciones obtenidas según esta secuencia (sitios 1 a 16, 24, 17, 15 Normal; sitios 18 y 19 Reversa; sitio 20 Normal; sitios 21 y 22 Reversa; sitios 23 y 26 a 28 Normal), indicaría que en ella se ha registrado cuatro cambios de polaridad. Pero si se considera que el paleorelieve puede afectar la ubicación en altura de flujos temporalmente secuenciales, se puede considerar que al menos se registraron dos reversiones de polaridad. Sería necesario disponer de dataciones isotópicas para determinar fehacientemente esto.

Dado que esta secuencia de lavas ha registrado al menos tres intervalos de polaridad podemos considerar que el promedio de PGV eliminaría el efecto de variación secular permitiendo obtener un polo paleomagnético (PP) adecuado para la época de extrusión de estos flujos. El mismo resulta ubicado a longitud  $13.6^{\circ}\text{E}$ , latitud  $89.9^{\circ}$  sur, para  $N=34$ ,  $R=33.19$ ,  $K=40.64$ ,  $A_{95}=3.9$ .

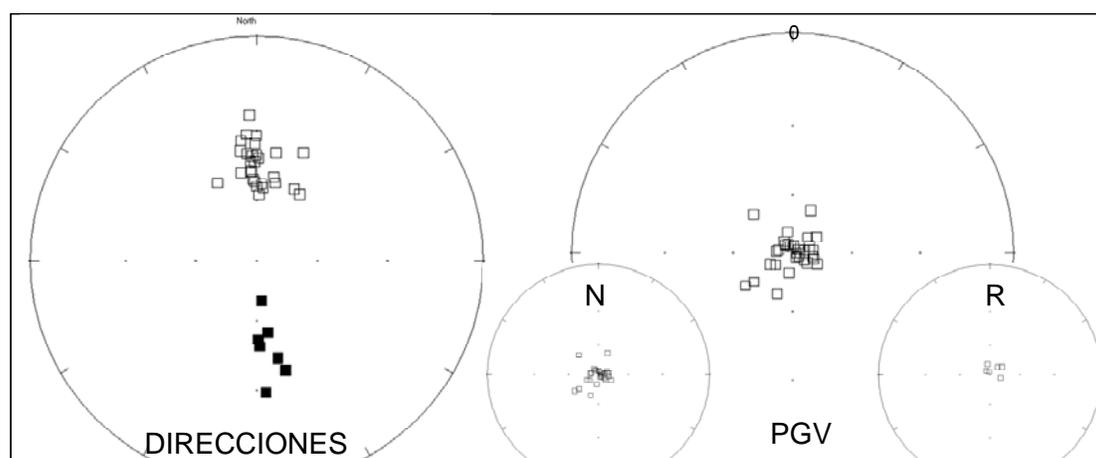


Figura 1: A la izquierda se representan las direcciones medias obtenidas para cada sitio. A la derecha el conjunto de los PGV correspondientes a esas direcciones y abajo en forma separadas los que corresponden a polaridades normales y reversas.

A partir del análisis conjunto de resultados paleodireccionales y de magnetismo de rocas se preseleccionaron 74 muestras provenientes de 12 unidades de enfriamiento para aplicarles técnicas Thellier de determinación de paleointensidades. Estas muestras reúnen las características de presentar una componente de magnetización estable con temperaturas de bloqueo compatibles con un fase de titanomagnetita pobre en Ti, un índice bajo de viscosidad (menor al 4%) y curvas KT prácticamente reversibles. Sólo 29 muestras provenientes de 7 coladas de lavas basálticas dieron estimaciones aceptables de paleointensidad. Para esas muestras, la fracción **f** de MRN usada para la determinación se ubica en un rango de 0.33 a 0.72 con un factor de calidad **q** entre 4.3 y 21.6, siendo **q** generalmente mayor que 5.

Las paleointensidades medias por sitio se encuentran entre  $26.3 \pm 1.2$  a  $46.0 \pm 2.3$   $\mu$ T. Esto corresponde a un valor medio de  $6.76 \pm 1.61 \times 10^{22}$  Am<sup>2</sup>, el cual es mayor que el valor promedio de momento dipolar virtual (VDM) del Cretácico temprano.

Sitio	polaridad	Dec	Inc	N	k	alfa <sub>95</sub>	Plong	Plat
1	N	1.9	-57.5	8	63.65	7.0	323.5	-82.6
2	N	5.0	-54.0	10	340.88	2.6	275.2	-81.6
3	N	23.3	-35.0	8	87.67	5.9	200.4	-67.3
4	N	350.1	-46.6	6	104.45	6.6	80.8	-81.1
5	N	27.7	-50.7	8	91.36	5.8	232.9	-65.4
6	N	358.4	-51.3	7	359.02	3.2	319	-84.3
7	N	333.4	-47.8	6	352.07	3.6	23.2	-66.4
8	N	10.2	-38.2	9	52.48	7.2	189.9	-79.5
9	N	13.5	-51.0	8	169.93	4.3	242.9	-77.1
10	N	11.5	-48.4	6	301.90	4.4	234.6	-79.4
11	N	1.0	-41.0	8	257.91	3.5	143.2	-87
12	N	359.9	-31.9	10	113.00	4.6	125.2	-80.9
13	N	355.4	-31.3	5	287.62	4.5	100.6	-79.6
14	N	359.2	-35.2	8	349.22	3.0	119.6	-83
15	N	357.2	-24.2	6	83.20	7.4	114.4	-76
16	N	352.5	-33.6	8	249.47	3.5	83.4	-79.4
17	N	359.8	-39.8	5	404.39	3.8	123	-86.2
18	R	172.9	69.8	6	69.32	8.1	314.8	-62.2
19	N	354.9	-39.0	7	123.38	5.5	77.5	-83.7
19	R	167.9	42.1	2	267.11	15.3	43.7	-78.9
20	N	356.0	-47.0	6	64.80	8.4	7.4	-86
21	R	171.1	54.2	8	46.33	8.2	235.3	-60.9
21	N	32.8	-51.4	4	16.73	23.1	346.5	-78.7
22	R	177.9	48.0	7	227.62	4.0	332.3	-84.9
22	N	357.4	-50.1	8	32.39	9.9	340.3	-86.7
23	R	182.4	47.7	2	171.74	21.0	265.7	-86.8
23	N	355.6	-47.7	6	209.03	4.6	3	-85.4
24	N	358.7	-42.4	7	265.98	3.7	92.6	-87.9
25	N	351.6	-37.6	6	119.37	6.2	68.8	-80.7
26	N	3.6	-52.3	8	29.27	10.4	281.7	-82.7
27	N	357.6	-40.2	8	50.67	7.9	92.8	-86
27	R	176.0	29.1	4	24.37	18.0	106.2	-78.6
28	N	356.5	-42.7	11	55.63	6.2	60.9	-86.5
28	R	165.2	36.6	8	160.05	4.4	56.7	-75.2

Tabla 1. Paleodirecciones de remanencia determinadas y posiciones de los correspondientes PGV, para los sitios de las lavas de la Fm. Posadas. Dec: Declinación; Inc: Inclinación; N: numero de muestras tratadas; k and  $\alpha_{95}$ : parámetro de precisión y radio del cono del 95% de confianza para una distribución de Fisher; Plat/Plong: Latitud/Longitud de la posición de los PGV.

#### Referencias

Coe, R., Grommé, S. y Mankinen, E. A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low, J. Geophys. Res., 83, 1740-1756.

- Gentili, C. y Rimoldi, H., 1980. Mesopotamia. Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, v1, 185-223.
- Goguitchaichvili, A. y Prévot, M., 2000. Magnetism of oriented single crystals of hemo-ilmenite showing self-reversal of thermoremanent magnetization. *J. Geophys. Res.*, 105, 2761-2781.
- McFadden, P.L. y Lowes, F.J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 67, 19-33.
- McFadden P.L. y McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725-729.
- Mena, M., Orgeira, M.J. y Lagorio, S., 2006. Paleomagnetism, rockmagnetism and geochemical aspects of early Cretaceous basalts of the Paraná Magmatic Province, from Misiones, Argentina. *Earth Planets Space*, 58, 1283-1293.
- Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rock-magnetism, *Adv. Phys.*, 4, 191-243.
- Özdemir, Ö., 1987. Inversion of titanomaghemites, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 65, 125-136.
- Prévot, M., Mankinen, R.S., Grommé, S. y Lecaille, A., 1983. High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge, *J. Geophys. Res.*, 88, 2316-2326.
- Thellier, E. y Thellier, O., 1944. Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d'Auvergne: *Ann. Geophys.*, 1, 37-52, 1944.
- Turner, S., M. Regelous, S. Kelley, C. J. Hawkesworth, y M. M. S. Mantovani, 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 333-348.
- Xu, T.C., Tarling, D.H., Eustance, N.B. y Hijab, B.R., 1986. Short term viscous effects on measurements of remanence, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 87, 305-309.