

# Estudio preliminar de la paleointensidad de rocas volcánicas del Mioceno superior y Plioceno del sudeste de la Península Ibérica

*Preliminary paleointensity determinations on late Miocene and Pliocene volcanic rocks from south eastern Spain*

M. Calvo Rathert <sup>(1)</sup>, N. Vegas <sup>(2)</sup> y A. Gogichaichvili <sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, c/ Francisco de Vitoria, s/n, 09006 Burgos. E-mail: mcalvo@ubu.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), 48080 Bilbao. nestor.vegas@ehu.es

<sup>(3)</sup> Laboratorio de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, UNAM, Tzintzuntzan 310, 58990 Morelia, México. E-mail: avto@geofisica.unam.mx

## ABSTRACT

A paleointensity study has been carried out on samples from 13 volcanic sites belonging to four different types of volcanism of late Miocene to Pliocene age from south-eastern Spain. Rock-magnetic experiments including measurement of thermomagnetic curves and hysteresis parameters as well as ore microscopy showed that the main carriers of remanence were low-Ti titanomagnetite and titanohematite. A PSD domain structure was observed in most samples. 43 of 90 samples from only 7 sites provided successful paleointensity determinations. 4 sites yield very low paleointensity values, but only in sites M4 and G15 anomalous paleomagnetic directions confirm an intermediate polarity. Lamproitic and calc-alkaline volcanics proved to be more suitable for paleointensity determinations in this area.

**Key words:** Paleointensity, rock magnetism, volcanic rocks, Neogene.

Geogaceta, 43 (2007), 11-14  
ISSN: 0213683X

## Introducción

El estudio de la magnetización remanente de las rocas constituye una herramienta de gran utilidad para abordar problemas muy diversos en las Ciencias de la Tierra. A menudo sólo es necesario disponer de la información direccional que proporcionan la declinación y la inclinación del vector de la remanencia magnética, como por ejemplo en el caso de los estudios paleomagnéticos aplicados a problemas de tectónica. Sin embargo, en otras investigaciones también se hace necesario el conocimiento del módulo del vector del campo magnético que originó la remanencia, denominado paleointensidad. Su determinación reviste una mayor dificultad que la de la dirección del campo en los estudios paleomagnéticos convencionales. Mientras que la dirección del campo magnético terrestre se puede obtener directamente del vector de la magnetización, ya que ambos son, en la mayor parte de los casos, prácticamente paralelos, la intensidad de la imantación es únicamente proporcional a la del campo (cuando éste no posee una intensidad muy superior a 100 $\mu$ T), de forma que, con el fin de obtener el valor de la paleointensidad, se hace necesaria la realización de experimentos de remagnetización.

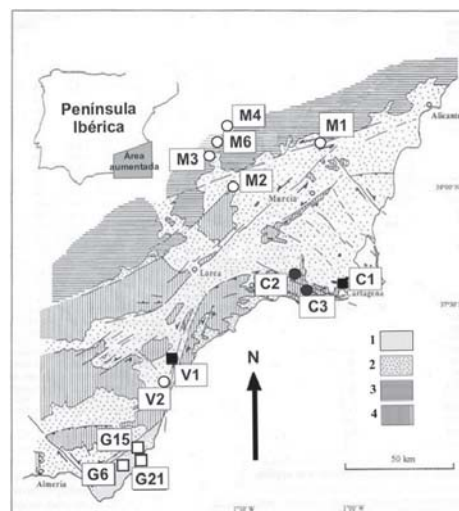
Mientras que los procedimientos para determinar la dirección del campo geomagnético se encuentran más o menos estandarizados, aún existen diferencias significativas entre laboratorios sobre la mejor manera de obtener estimaciones fiables de la paleointensidad. Los métodos de determinación de estas magnitudes que cuentan con un fundamento físico más riguroso y proporcionan los resultados más fiables (Prévot y Perrin, 1992) son los basados en el método original de Thellier (Thellier y Thellier, 1959), en los cuales la intensidad del campo magnético imanador original  $B_a$  se obtiene en el la-

boratorio a partir de experimentos de reimanación térmica en un campo aplicado  $B_{lab}$ , siendo  $B_a = B_{lab} (TRM_a/TRM_{lab})$ .  $TRM_a$  y  $TRM_{lab}$  son las imanaciones remanentes original y adquirida en el laboratorio, respectivamente.

Habitualmente, en las determinaciones de paleointensidad un porcentaje elevado de muestras no proporciona resultados fiables, por lo cual éstos deben ser excluidos del resultado final de la determinación. Por añadidura, la dispersión de los resultados de paleointensidad es muy superior a la que se observa en los resultados direccionales obtenidos en experi-

**Fig. 1.-** Mapa geológico esquemático del sudeste de España (modificado de Calvo *et al.*, 1997). 1: Zona volcánica del Cabo de Gata; 2: Cuencas neógenas; 3: Béticas externas; 4: Béticas internas. Sitios de muestreo: Vulcanismo basáltico alcalino (círculos negros); vulcanismo lamproítico (círculos blancos); vulcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico (cuadros negros); vulcanismo calco alcalino (cuadros blancos).

**Fig. 1.-** Schematic geological map from south-eastern Spain (modified from Calvo *et al.*, 1997). 1: Cabo de Gata volcanic region 2: Neogene basins; 3: External Betics; 4: Internal Betics. Sampling sites: Basaltic-alkaline volcanism (solid circles); Lamproitic volcanism (open circles); Potassic calc-alkaline and shoshonitic volcanics (solid squares); Calc-alkaline volcanism (open squares).



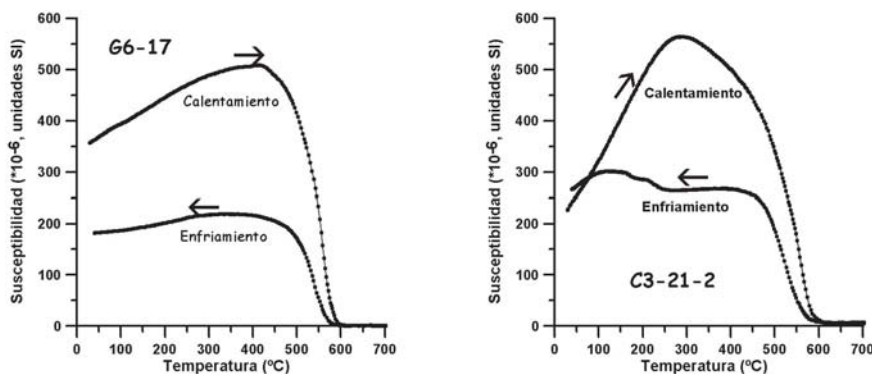


Fig. 2.- Curvas termomagnéticas. Medición de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura. Muestras G6-17 (vulcanismo calco-alcalino) y C3-21-2 (vulcanismo basáltico alcalino).

Fig. 2.- Thermomagnetic curves. Measurement of magnetic susceptibility as a function of temperature. Samples G6-17 (calc-alkaline volcanism) and C3-21-2 (basaltic-alkaline volcanism).

mentos paleomagnéticos. Esto puede deberse, en muchos casos, al hecho de que las paleointensidades obtenidas no reflejen el campo magnético existente en el momento de imanación de las muestras estudiadas, ya que para hacerlo, deben cumplir una serie de requerimientos:

- (i) La remanencia primaria de una roca debe ser una termorremanencia (TRM). Las determinaciones deben realizarse, por tanto, en rocas volcánicas o materiales arqueológicos calentados.
- (ii) Las muestras empleadas para la determinación de la paleointensidad deben obedecer las llamadas *leyes de Thellier* de reciprocidad, independencia y aditividad de termorremanencias parciales (pTRM) adquiridas en intervalos de temperatura que no se superpongan (Thellier y Thellier, 1959), lo cual sólo se cumple estrictamente en el caso de granos monodominio y, aproximadamente, en los granos pseudo-monodominio pequeños (Shaskanov y Metallova, 1972; Levi, 1977; Bol'shakov and Shcherbakova, 1979; Worm *et al.*, 1988)
- (iii) Durante el calentamiento al que se somete a las muestras durante los experimentos de paleointensidad no deben producirse cambios químicos, mineralógicos o físicos en las muestras, ya que pueden conducir a estimaciones erróneas de la paleointensidad (Kosterov y Prévot, 1998; Calvo *et al.*, 2002).

Por estos motivos y por la dificultad experimental que entraña su determinación, el número de datos de paleointensidad existentes es muy inferior al de datos paleomagnéticos, aunque la situación es mucho más favorable

cuando se consideran los resultados correspondientes al último millón de años (609 datos entre 0 y 0,1 Ma y 481 entre 0,1 y 1 Ma, sin contabilizar los datos procedentes de objetos arqueológicos, Perrin y Schnepf, 2004).

Por los motivos expuestos, la obtención de nuevos datos de paleointensidad siempre constituye un objetivo de interés, ya que permite ampliar la base de datos existente, incorporando nueva información tanto en relación con la distribución temporal como geográfica de los resultados. Incluso las determinaciones fallidas pueden aportar importante información metodológica experimental (Calvo *et al.*, 2002) o acerca de la adecuación de las litologías estudiadas a este tipo de determinaciones.

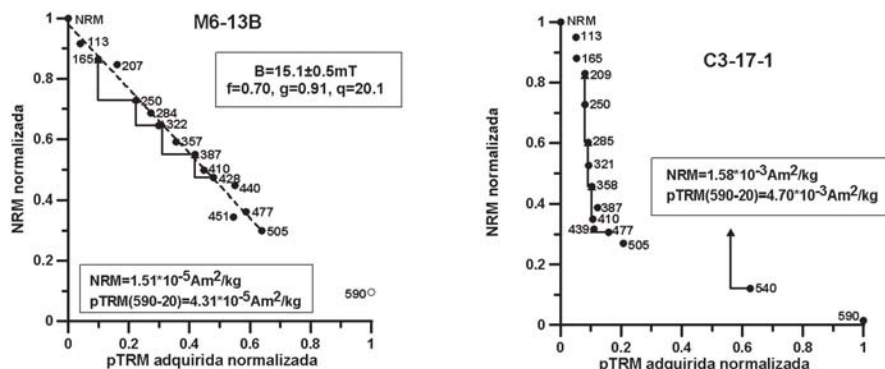


Fig. 3.- Experimentos de paleointensidad. Diagramas de Arai de las muestras M6-13B (determinación satisfactoria de la paleointensidad) y C3-17-1 (no se pudo determinar la paleointensidad). Se representa la remanencia natural (NRM) perdida y la termorremanencia parcial (pTRM) adquirida durante el experimento, con la temperatura como parámetro. En la muestra M6-13B el círculo blanco corresponde a un punto no considerado para la determinación. Los triángulos corresponden a controles de pTRM. Se indican los valores iniciales de la NRM y de la termorremanencia total adquirida.

Fig. 3.- Paleointensity experiments. Arai diagrams of samples M6-13B (successful paleointensity determination) and C3-17-1 (unsuccessful paleointensity determination). Lost natural remanent magnetisation (NRM) and acquired partial thermoremanent magnetisation (pTRM) during the experiment are shown, with temperature as parameter. The white dot in sample M6-13B has not been taken into account for the determination. Triangles are for pTRM-checks. Initial NRM values and total acquired thermoremanence values are shown.

edades entre 8 y 12-15 M.a. al vulcanismo calco-alcalino, de 6,6 a 8,3 M.a. al vulcanismo calco-alcalino potásico, de 5,7 a 8,6 M.a. al vulcanismo lamproítico y de 2,7 a 2,8 M.a. al vulcanismo basáltico alcalino (Bellon *et al.*, 1981a, b, 1983; Nobel *et al.*, 1981; Di Battistini *et al.*, 1987, Kuiper *et al.*, 2006). Por otra parte, Duggen *et al.* (2005) distinguen entre rocas magmáticas ricas en Si y K y rocas magmáticas pobres en Si y ricas en Na. En dicho trabajo se presentan 45 nuevas dataciones mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , asignándose edades de 4,8 a 8,2 M.a. al primer grupo y de 0,65 a 6,3 M.a. al segundo.

### Experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas

Con anterioridad ya se había llevado a cabo en esta región un estudio paleomagnético dirigido a la obtención de datos para una interpretación tectónica de los mismos (Calvo *et al.*, 1994; Calvo *et al.*, 1997) y para el cual se tomaron muestras de 33 afloramientos volcánicos y 12 sedimentarios. Los análisis paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas desarrollados para dicho estudio permitieron preseleccionar de entre los afloramientos volcánicos 13 susceptibles de proporcionar determinaciones correctas de la paleointensidad. Las rocas pertenecientes a estos 13 afloramientos corresponden a cada uno de los cuatro tipos de vulcanismo mencionados con anterioridad. Los resultados de la desmagnetización térmica y por campos alternos mostraron que las muestras seleccionadas se caracterizan por poseer una remanencia estable y de carácter univectorial. Solamente uno de los sitios de muestreo (C2) muestra la presencia de una componente secundaria actual. Ambas componentes pueden, sin embargo, separarse con facilidad, aunque mientras que en algunas muestras la componente secundaria es mínima, en otras constituye una fracción importante de la remanencia total. En una campaña realizada en 2004 se volvieron a tomar muestras de estos 13 afloramientos, para lo cual se empleó una taladradora portátil de gasolina, utilizándose para la orientación de las muestras tanto la brújula magnética como la solar.

Los experimentos de magnetismo de las rocas aportan información acerca de los minerales portadores de la remanencia magnética, su estabilidad térmica y su tamaño de grano. En los experimentos de paleointensidad este tipo de información es aún de mayor importancia que en los estudios paleomagnéticos convenciona-

les, ya que ayuda a establecer si las muestras analizadas son adecuadas para ese tipo de determinaciones y permiten evaluar la fiabilidad de los resultados. Gracias a los análisis de magnetismo de las rocas desarrollados en el estudio paleomagnético y tectónico mencionado anteriormente (Calvo *et al.*, 1994; Calvo *et al.*, 1997), ya se disponía para el presente estudio de información proveniente de curvas termomagnéticas de intensidad en función de la temperatura, de datos de mediciones de los parámetros de la curva de histéresis y de observaciones microscópicas en láminas pulidas. Se han llevado a cabo además, nuevos experimentos consistentes en la medición de curvas de la variación de la susceptibilidad en función de la temperatura en atmósfera de argón (Fig. 2).

En las rocas lamproíticas (M1, M2, M3, M4, M6 y V2) y calco-alcalinas potásicas (C1 y V1) el principal mineral portador de la remanencia es titanomagnetita pobre en Ti (Fig. 2), aunque también se reconoce la presencia de fases de alta coercitividad (titanoematites) en muchos casos. En estas rocas, la interpretación de los resultados se vio en ocasiones dificultada por la débil intensidad de su señal magnética. También en el caso de las rocas calco-alcalinas (G6, G15 y G21) el principal mineral portador de la remanencia es titanomagnetita pobre en Ti, pudiéndose reconocer también la presencia de titanoematites. Sin embargo, en estas muestras la magnetización es menos débil que en las anteriores. Las rocas basálticas alcalinas (C2 y C3) contienen magnetita como principal portador de la remanencia junto con una fase de baja temperatura de Curie en ciertas muestras. El análisis de los parámetros de la curva de histéresis apunta hacia una estructura pseudo-monodominio en aquellos casos en

los cuales la señal magnética es lo suficientemente intensa como para permitir la obtención de datos fiables.

Las curvas termomagnéticas pueden aportar información tanto de la composición de la mineralogía magnética como de su estabilidad térmica. El examen de las curvas de susceptibilidad en función de la temperatura mostró que éstas, aún exhibiendo en muchos casos la misma fase en la curva de calentamiento que en la de enfriamiento, no eran completamente irreversibles (Fig. 2), ya que el valor de la susceptibilidad había cambiado al concluir el experimento, debido a alteraciones de los minerales magnéticos durante el calentamiento. En otros casos se observó una irreversibilidad más acusada (Fig. 2). Sin embargo, la ocurrencia de estas alteraciones irreversibles depende de la temperatura, permitiendo que exista un intervalo de temperaturas (variable en función de la muestra) en el cual la determinación de la paleointensidad sería en principio posible.

### Experimentos de paleointensidad

Para llevar a cabo las determinaciones de paleointensidad se empleó el método de Coe (1967), que constituye una modificación del método original de Thellier. El método de Coe implica el calentamiento y enfriamiento sucesivo de las muestras primero en campo nulo y después en un campo aplicado en el laboratorio hasta una determinada temperatura, y la repetición del mismo experimento incrementando esta temperatura hasta llegar, después de un número de etapas, a una temperatura de calentamiento máxima. En el presente estudio se realizaron experimentos de paleointensidad en 90 muestras de 13 afloramientos volcánicos, pertenecientes a los cuatro tipos de vulcanismo mencionados. Todos los

Sitio	Tipo	Edad	Dec	Inc	N	Int ( $\mu\text{T}$ )
G6	C.A.	11-12 M.a.	28	33	4	$37 \pm 6$
G15	C.A.	7,9-8,6 M.a.	109	-42	6	$10 \pm 2$
G21	C.A.	7,9-8,6 M.a.	213	-59	7	$10 \pm 3$
M1	L	$6,1 \pm 0,3$	310	48	7	$38 \pm 9$
M2	L	Tortonense sup. - Mesiniense	350	66	6	$30 \pm 8$
M4	L	Tortonense sup. - Mesiniense	326	17	5	$6,3 \pm 1,7$
M6	L	Tortonense sup. - Mesiniense	28	32	8	$16 \pm 2$

**Tabla I.- Resultados de paleointensidad. Sitio:** Lugar de muestreo; **Tipo:** Tipo de vulcanismo (L = lamproítico, C.A. = calco-alcalino); **Dec, Inc:** Declinación e inclinación de direcciones paleomagnéticas (de Calvo *et al.*, 1994; 1997); **N:** Número de determinaciones de la paleointensidad; **Int:** Valor de la paleointensidad.

*Table I.- Paleointensity results. Sitio: Sampling site; Tipo: Type of volcanism (L = lamproitic, C.A. = calc-alkaline); Dec, Inc: Declination and inclination of paleomagnetic directions (from Calvo *et al.*, 1994; 1997); N: Number of paleointensity determinations; Int: Paleointensity value.*

calentamientos se efectuaron en atmósfera de argón, sometiendo las muestras a 16 etapas de calentamiento hasta 590°. El campo aplicado durante los experimentos fue de 40  $\mu$ T. Una forma de controlar si tienen lugar alteraciones durante el experimento consiste en repetir una etapa de calentamiento con campo a una temperatura  $T_i$  después de haber calentado las muestras a una temperatura superior  $T_j$ . Si la termorremanencia parcial (pTRM) adquirida durante la primera etapa de calentamiento-enfriamiento a  $T_i$  difiere de la pTRM adquirida en la posterior etapa a  $T_j$ , pero después de haber calentado la muestra a  $T_j$ , se habrá confirmado que al calentar la muestra a temperaturas superiores se han producido alteraciones en la mineralogía magnética. Estos controles de pTRM son habituales en los estudios de paleointensidad, y en el presente trabajo se han llevado a cabo cinco de ellos durante el experimento.

Se consideraron válidas únicamente aquellas determinaciones de la paleointensidad que cumplieran los siguientes requisitos:

- (i) El número de puntos alineados en el diagrama NRM-pTRM (Fig. 3) debe ser mayor que 4 y se deben excluir los puntos susceptibles de estar afectados por una remanencia viscosa (VRM) adquirida in situ.
- (ii) El parámetro  $f$  (Coe *et al.*, 1978), que indica la fracción de la remanencia empleada en la determinación debe ser mayor que 0,25 y el parámetro de calidad  $q$  (Coe *et al.*, 1978) debe ser mayor que 5.
- (iii) Los controles de pTRM deben ser positivos en el intervalo considerado para la determinación. Se considerarán positivos aquellos en los cuales la medida inicial y la de control no difieran en más del 10%.

Tampoco se tuvieron en cuenta las determinaciones que, aún cumpliendo todos los requisitos mencionados anteriormente, mostraban un diagrama NRM-pTRM claramente cóncavo (Fig. 3), ya que en estos casos la remanencia está asociada a granos multidomino, y las determinaciones resultan erróneas.

## Resultados

Aplicando los criterios mencionados, se lograron determinaciones satis-

factorias en 43 de las 90 muestras estudiadas (Fig. 3). Estas 43 muestras pertenecen sólo a 7 de los 13 afloramientos analizados. Se trata de rocas calco-alcalinas y lamproíticas, por lo cual las rocas basálticas alcalinas y calco-alcalinas potásicas de esta región han resultado ser poco adecuadas para este tipo de determinaciones. En la tabla I se muestran los valores medios sin ponderar de la intensidad en cada uno de estos siete afloramientos. En comparación, la intensidad del campo magnético actual en la región de estudio tiene un valor de 44  $\mu$ T. Mientras que en G6, M1 y M2 se obtienen paleointensidades con valores entre los 30 y 40  $\mu$ T, cabe destacar los valores extremadamente bajos que se obtienen en G15, G21, M4 y M6. Sin embargo, únicamente las direcciones paleomagnéticas anómalas de M4 y G15 podrían corresponder a una transición de polaridad. Es posible, por tanto, que la paleointensidad obtenida en G21 y M6 no reflejen la intensidad verdadera del campo. El origen de estos resultados anómalos podría radicar en que la remanencia de estas muestras no fuese una termorremanencia (TRM) sino una termorremanencia química (TCRM), lo que puede llevar a determinaciones de la paleointensidad con valores excesivamente bajos (Draeger y Prévot, 1998).

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación obtenida a través de los proyectos BU16/03 y BU028A06 de la Junta de Castilla y León.

## Referencias

- Araña, V. y Vegas, R. (1974). *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- Bellon, H., Bau, N.Q., Chaumont, V. y Phillipet, J.C. (1981a). *Comptes Rendus de l'Académie de Science de Paris*, 292, 997-980.
- Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elizaga, E., Gaudant, J. y López Martínez, N. (1981b). *Comptes Rendus de l'Académie des Science de Paris*, 292, 1035-1038.
- Bellon, H., Bordet, P. and Montecat, C. (1983). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25, 205-217.

- Bol'shakov, A.S. y Shcherbakova V.V. (1979). *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk, SSSR*, 15, 111-117.
- Calvo, M., Prévot, M., Perrin, M. y Riisager, J. (2002). *Geophysical Journal International*, 149, 44-63.
- Calvo, M., Osete, M.L. y Vegas, R. (1994). *Geophysical Research Letters*, 21, 761-764.
- Calvo, M., Vegas, R. y Osete, M.L. (1997). *Tectonophysics*, 277, 271-283.
- Coe, R.S. (1967). *Journal of Geophysical Research*, 72, 3247-3262.
- Coe, R.S., Grommé, C.S. y Mankinen E.A. (1978). *Journal of Geophysical Research*, 83, 1740-1756.
- Di Battistini, G., Toscani, L., Iacarina, S. y Villa, I.M. (1987). *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte*, H8, 369-383.
- Draeger, U. y Prévot, M. (1998). *EOS suppl., Transactions*, 80, F289-F290.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Garbe-Schönberg, D. (2005). *Journal of Petrology*, 2005, 46, 1155-1201.
- Kosterov, A. y M. Prévot (1998). *Geophysical Journal International*, 134, 554-572.
- Kuiper, K.F., Krijgsman, W., Garcés, M. y Wijbrans, J.R. (2006). *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 238, 53-63.
- Levi, S. (1977). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 245-259.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). *Estudia Geologica*, 36, 5-63.
- Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebera, E.H., Priem, H.N.A. y Rondeel, H.E. (1981). *Geologie en Mijnbouw*, 60, 209-214.
- Perrin, M. y Schnepf, E. (2004). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, 255-267.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989). *Geology*, 17, 540-543.
- Prévot, M. y Perrin M. (1992). *Geophysical Journal International*, 108, 613-620.
- Shaskanov, V.A. y Metallova, V.V. (1972). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 8, 180-184.
- Thellier, E. y Thellier, O. (1959). *Annales Geophysicae*, 15, 285-376.
- Worm, H.U., Jackson, M., Kelso, P. y S.K. Banerjee, (1988). *Journal of Geophysical Research*, 93, 12196-12204.