

# Estudio magnético y paleomagnético de coladas históricas del Etna (Sicilia, Italia)

*Rockmagnetic and paleomagnetic study of historical lava flows from Mt. Etna (Sicily, Italy)*

M. Calvo, M. Perrin y M. Prévot

Géophysique et Tectonique, URM CNRS, Univ. Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 5, Francia

## ABSTRACT

10 basaltic lava flows from Mt. Etna erupted in 1910, 1928, 1950 and 1979 were sampled to carry out rockmagnetic studies in order to determine their magnetic mineralogy and paleomagnetic stability and to assess their suitability for paleointensity studies. Rockmagnetic studies included measurement of susceptibility versus temperature curves, vibrating sample thermomagnetometer experiments, measurement of isothermal remanence acquisition curves and determination of viscosity index  $V$ . Three different types of susceptibility versus temperature curves allowed to recognize magnetite, ilmenite-hematite and/or oxidized low-Ti titanomagnetite as main ferromagnetic phases. In some samples a fraction of grains with multidomain structure could be recognized. Nevertheless, the main part of the studied samples showed a viscosity index  $V < 5\%$ . A paleomagnetic study carried out on a lava flow from 1689 in order to obtain additional data for a secular variation curve for Sicily yielded the following result:  $D = 344.6$ ,  $I = 64.2$ ,  $N = 14$ ,  $\alpha_{95} = 1.5$  and  $k = 737$ .

**Key words:** Rock magnetism, paleointensity, secular variation, Mt. Etna.

Geogaceta, 20 (5) (1996), 1040-1043  
ISSN: 0213683X

## Introducción

La imanación remanente térmica que adquieren las rocas volcánicas al enfriarse, proporciona información sobre el campo magnético terrestre existente en el momento de su formación. Los estudios paleomagnéticos parten de la premisa de que la dirección de la imanación es paralela al campo imanador y los de paleointensidad, de que la intensidad de la imanación es proporcional a dicho campo. Para que se pueda obtener información sobre la paleodirección y paleointensidad de una roca, es necesario que su imanación sea estable en el tiempo, conservándose la imanación adquirida cuando la roca se formó, o, por lo menos, una parte de ésta. Esta condición puede verse limitada por la aparición de imanaciones de carácter secundario, de orígenes diversos, que difieren de aquella correspondiente al campo al que se vio expuesta la roca en el momento de su formación. Los métodos que emplea el paleomagnetismo, y entre ellos, en concreto, las técnicas de desimanación progresiva -térmica y por campos alternos decrecientes-, permiten, sin embargo, determinar y aislar, en una gran parte de los casos, la dirección correspondiente a una imanación de origen primario.

La situación es más compleja en el caso de los estudios de paleointensidad. Los métodos de determinación empleados con mayor frecuencia y que resultan de mayor fiabilidad son el de Thellier y Thellier (1959) o variaciones de dicho método (por ejemplo, Coe, 1967 o Coe *et al.*, 1978). En este tipo de métodos se compara la imanación remanente natural que pierden las muestras en intervalos sucesivos de temperatura con termorremanencias parciales (pTRM) adquiridas progresivamente en intervalos mayores de temperatura, aplicando un campo magnético de valor conocido. La determinación de la paleointensidad se basa, por tanto, no sólo en la medición de una imanación remanente ya presente en la muestra, sino también de una imanación adquirida durante el experimento. Los posibles cambios en la mineralogía magnética y/o en los espectros de temperaturas de bloqueo, ocurridos durante la historia geológica de la roca estudiada o durante el mismo experimento de determinación de la paleointensidad, pueden alterar su capacidad de adquisición de termorremanencia y proporcionar un valor erróneo de su paleointensidad. Sin embargo, no siempre es posible detectar este hecho a partir de los datos de imanación remanente natural

perdida y termorremanencia parcial adquirida durante el experimento. Otro efecto que puede distorsionar los resultados de determinaciones de la paleointensidad es la presencia en una muestra de granos magnéticos de estructura multidominio. Para éstos, el espectro de temperaturas de bloqueo no es igual al de sus temperaturas de desbloqueo, con lo cual, una pTRM adquirida a una temperatura netamente inferior a la temperatura de Curie no se desimanará completamente hasta llegar a ésta (Bol'shakov y Shcherbakova, 1979). El estudio de diferentes parámetros magnéticos de las rocas puede proporcionar información sobre su mineralogía magnética, estabilidad paleomagnética y comportamiento durante el calentamiento, resultando, por tanto, de gran importancia como análisis complementario o previo a los estudios paleomagnéticos y, sobre todo, de determinación de la paleointensidad.

En el presente trabajo se han estudiado rocas volcánicas pertenecientes al Etna (Sicilia, Italia), con el fin de determinar en qué medida los minerales portadores de la imanación remanente son capaces de registrar una imanación que proporcione información sobre la intensidad del campo magnético en el cual se formaron. Con

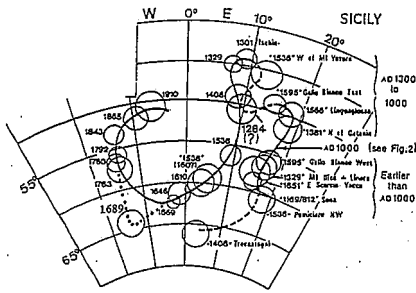


Fig. 1.- Curva de la variación secular de Sicilia, obtenida a partir de datos de coladas históricas del Etna (Tanguy et al., 1985). Los datos se muestran con los límites de confianza al 95%. Se muestra, así mismo, la dirección para el año 1689 obtenida en el presente trabajo. La línea de puntos que pasa por la dirección de 1689 indica el nuevo desarrollo de la curva de variación secular.

Fig. 1.- Secular variation curve for Sicily, obtained from historical lava flows from Mt. Etna (Tanguy et al., 1985). Ovals indicate the 95% confidence intervals. The 1689 direction obtained in this study is also shown. The dashed line passing through the 1689 direction shows the new trend of the secular variation curve.

este propósito se tomaron muestras de coladas recientes (1910, 1928, 1950 y 1979), en los cuales la intensidad del campo magnético terrestre resulta conocida, proporcionando de esta forma un valor de referencia. No se discutirán en este trabajo, sin embargo, los experimentos de paleointensidad realizados, sino los estudios desarrollados en el campo del magnetismo de las rocas, conducentes a obtener información sobre la validez de las muestras para la determinación de dicho parámetro.

El Etna ha sido, por otra parte, objeto de estudios paleomagnéticos realizados con el fin de obtener curvas de la variación secular del campo magnético terrestre (Tanguy et al., 1985; Rolph y Shaw, 1986; Rolph et al., 1987). El estudio de Tanguy et al. (1985) es el más completo y preciso, con una curva de variación secular en la cual se incluyen datos desde la baja Edad Media hasta 1910 (Fig.1). Existe, sin embargo, entre los años 1669 y 1763 un sector de la curva sin datos, y en el que además la imanación cambia de dirección con cierta rapidez. Rolph y Shaw (1986) y Rolph et al. (1987) determinan la dirección de la imanación de una colada de 1689 ( $D=351.4^\circ$ ,  $I=64.0^\circ$ ,  $\alpha_{95}=2.3^\circ$ ), pero el número de muestras utilizado es escaso (5) y la precisión menor que la de los datos de la curva de Tanguy et al. (1985). Con el fin de completar dicha curva y de mejorar la precisión de los datos existentes, también se estudió

en el presente trabajo una colada histórica del Etna, perteneciente al año 1689.

### Toma de muestras y experimentos de magnetismo y paleomagnetismo

El Etna es un volcán situado en el borde oriental de Sicilia (Italia), y ha sido descrito por diversos autores (por ejemplo, Kieffer y Tanguy, 1993; Tanguy y Kieffer, 1993). Su actividad comenzó hace aproximadamente medio millón de años (erupciones pre-etneanas), aunque su actividad principal data de hace menos de 200 000 años, y ha continuado hasta la actualidad. Se trata de un volcán poligénico, cuya historia comprende fases diferentes: Periodos de actividad con dinámicas eruptivas distintas (efusivas, eruptivas y freatomagmatismo), fases de reposo y erosión y episodios tectónicos. El Etna se distingue en su evolución magmática por pasar de una emisión de lavas toleíticas a una emisión de lavas alcalinas. Las rocas emitidas en erupciones modernas son casi exclusivamente traquibasaltos.

Con una taladradora portátil se tomaron muestras de once afloramientos, uno de ellos perteneciente a una colada del año 1689, cuatro de 1910, tres de 1928, dos de 1950 y una de 1979. Los espesores de las coladas muestreadas oscilaban entre 40 cm y 6 m, y se trató de tomar muestras de diferentes posiciones dentro de una misma colada, de forma que se contara con testigos de rocas que hubiesen experimentado diferentes velocidades de enfriamiento. Debido a la fuerte imanación de las rocas del Etna, se empleó una brújula solar para la orientación de los testigos.

Las medidas magnéticas y paleomagnéticas se llevaron a cabo en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier II, pretendiéndose obtener información sobre los cuatro aspectos que se relacionan a continuación:

- La mineralogía magnética de las rocas estudiadas.
- La estabilidad de su imanación.
- La estabilidad térmica de los minerales responsables de la termorremanencia (TRM).
- La dirección de la imanación de la colada de 1689.

Para obtener respuesta a estas cuestiones se realizaron los siguientes experimentos en el campo del magnetismo de las rocas y del paleomagnetismo:

- a) Medición de la variación de la susceptibilidad en función de la temperatura, en vacío y en aire.

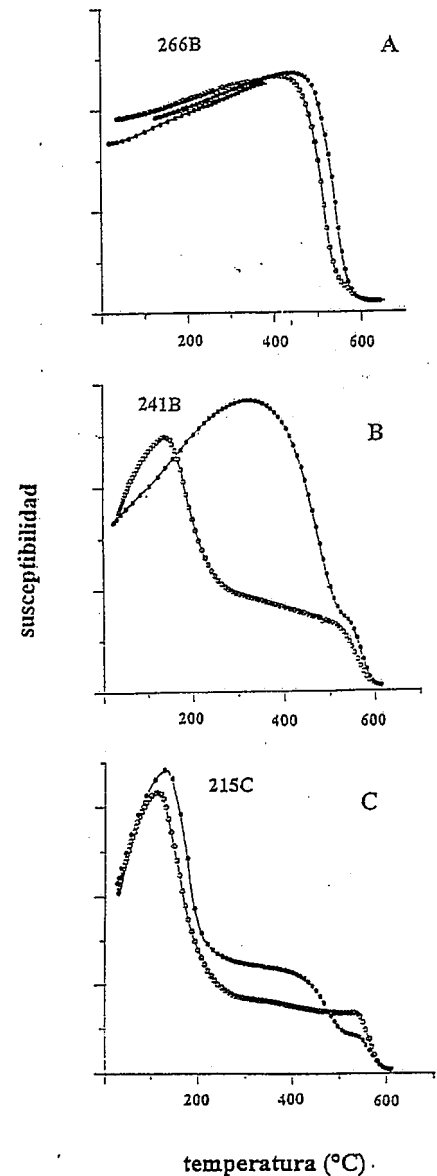


Fig. 2.- Curvas de tipo A, B y C (explicación en el texto) de variación de la susceptibilidad en función de la temperatura. Los puntos negros corresponden a las curvas de calentamiento y los puntos blancos a las de enfriamiento. La susceptibilidad se indica en unidades arbitrarias.

Fig. 2.- Susceptibility versus temperature curves of type A, B and C (see text). Black dots show heating, white dots cooling curves. Susceptibility is given in arbitrary units.

- b) Experimentos de adquisición de imanación remanente viscosa (VRM).
- c) Experimentos de adquisición y desimanación de TRM y pTRM, con un magnetómetro de vibración (VSTM).
- d) Experimentos de adquisición de imanación remanente isoterma (IRM).
- e) Desimanación térmica y por campos alternos de la imanación de las muestras. Esta se determinó con un magnetómetro criogénico CTF.

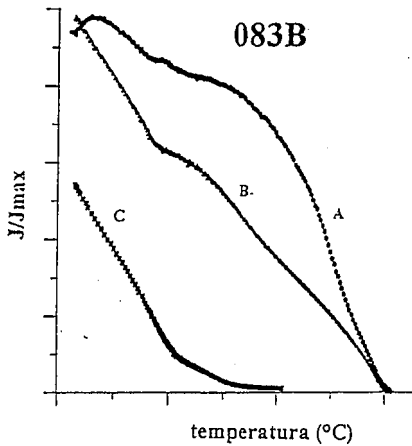


Fig. 3.- Experimentos con el magnetómetro térmico de vibración (explicación en el texto). Curva A: Desmagnetización de la remanencia natural. Curva B: Desmagnetización de la termorremanencia adquirida en un campo de  $40\mu\text{T}$ . Curva C: Desmagnetización de una termorremanencia parcial adquirida entre  $300^\circ\text{C}$  y temperatura ambiente en un campo de  $40\mu\text{T}$ .

Fig. 3.- Vibrating sample thermomagnometer experiments (see text). Curve A: Demagnetization of natural remanence. Curve B: Demagnetization of thermoremanence acquired in a  $40\mu\text{T}$  field. Curve C: Demagnetization of a partial thermoremanence acquired between  $300^\circ\text{C}$  and room temperature in a  $40\mu\text{T}$  field.

## Resultados

Para determinar la capacidad de adquisición de VRM de una muestra (Thellier y Thellier, 1944; Prévot, 1975), ésta se sitúa durante quince días con uno de sus ejes orientado en dirección al campo magnético terrestre, midiéndose a continuación su imanación ( $M_0$ ). Después se repite el experimento con la muestra en posición inversa, determinándose también en este caso su imanación ( $M_1$ ). La

tasa de viscosidad  $V = \frac{M_d - M_i}{M_d + M_i}$  del 74%

de las muestras es menor que 5%, valor éste que se suele tomar como límite superior por encima del cual las muestras ya no ofrecen suficientes garantías para ser utilizadas para estudios de paleointensidad. No se observa una correlación clara entre  $V$  y la distancia de las muestras a los bordes de las coladas, pero si se reconoce que los valores más bajos de  $V$  corresponden a distancias pequeñas.

En los experimentos de adquisición de IRM se somete la muestra a un campo magnético que se va aumentando progresivamente hasta llegar a un campo máximo entre 1 y 2 T, y se mide su remanencia después de cada etapa de imanación. La imanación de saturación es de gran inten-

sidad, llegando a superar en ocasiones los  $1000\text{ Am}^{-1}$ , y se alcanza con campos relativamente débiles de aproximadamente 100 mT. Después de haber saturado cada muestra, se aplica un campo en sentido contrario al inicial, hasta obtener una remanencia nula, determinándose de esta forma la coercitividad de la remanencia, parámetro que proporciona información sobre la estabilidad paleomagnética de los minerales portadores de la imanación. El valor que se obtiene es, por regla general bajo, de unos 10 mT, lo cual indica la presencia, en estas muestras, de granos de estructura multidominio.

La desimanación por campos alternos de muestras representativas de los diferentes afloramientos muestra la presencia de una pequeña fracción viscosa de la remanencia que se elimina con facilidad, si bien en un caso concreto, en una muestra perteneciente a una colada de 1910, este componente viscoso constituye una parte importante de la imanación total. El campo destructor medio de las diferentes muestras oscila entre 10 y 35 mT, pero, salvo en excepciones como la ya mencionada, una parte importante de la imanación parece ser estable, y no estar asociada a la presencia de granos multidominio.

Para determinar la variación de la susceptibilidad en función de la temperatura se empleó un dispositivo de la empresa Bartington que permite calentar una muestra hasta una temperatura de  $700^\circ\text{C}$  y volverla a enfriar, midiendo simultáneamente el valor de dicho parámetro magnético. Estas medidas se pueden realizar al vacío o en aire. Este tipo de experimentos es de gran utilidad para reconocer los minerales ferromagnéticos presentes en una muestra y las alteraciones que sufren éstos durante el calentamiento. Las distintas fases se reconocen con facilidad, sobre todo gracias a la presencia de los picos de Hopkinson (Hopkinson, 1889), que se producen en el momento en que una fase ferromagnética comienza a adquirir propiedades superparamagnéticas. En las muestras estudiadas se distinguen tres tipos de curvas de variación de la susceptibilidad en función de la temperatura (Fig.2):

Una curva con una única fase que permanece estable después del calentamiento, con una temperatura de Curie ( $T_c$ ) de aproximadamente  $580^\circ\text{C}$ , correspondiente a magnetita. Este tipo de curvas, a las que se denominará de tipo A, ha sido observado en pocas ocasiones en el presente estudio, reconocidose en muestras tomadas en los bordes de las coladas.

- Un segundo tipo de curvas (tipo B), en el cual se reconocen dos fases durante

el calentamiento, la primera con una temperatura de Curie de aproximadamente  $500^\circ\text{C}$  y otra correspondiente a magnetita. Al enfriar la muestra, ya no aparece la fase con  $T_c \approx 500^\circ\text{C}$ , pero se reconoce una nueva, con temperatura de Curie entre  $200$  y  $250^\circ\text{C}$ . Estas fases se han interpretado como titanomagnetita oxidada ( $T_c \approx 500^\circ\text{C}$ ) que se transforma en magnetita e ilmeno-hematites ( $T_c$  entre  $200$  y  $250^\circ\text{C}$ ).

- Un tercer tipo (tipo C), parecido al tipo B, en el cual la transformación de la titanomagnetita oxidada ya se ha producido parcialmente in situ. Después del calentamiento, al igual que en las muestras de tipo B, toda la titanomagnetita oxidada se transforma en magnetita e ilmeno-hematites.

El magnetómetro de vibración (VSTM) permite determinar la imanación de una muestra a temperaturas de hasta  $700^\circ\text{C}$ , en presencia o ausencia de campo externo. De esta forma se puede observar la variación de la imanación remanente natural (NRM) en función de la temperatura, pero también estudiar la adquisición y desimanación de la termorremanencia o de termorremanencias parciales. La presencia de granos de estructura multidominio se puede reconocer mediante un experimento de adquisición y desimanación de una pTRM, ya que, para dicho tipo de granos, las temperaturas de bloqueo no son iguales a las de desbloqueo, de tal forma, que una pTRM adquirida, por ejemplo, entre  $300^\circ\text{C}$  y temperatura ambiente, no se desimana completamente hasta la temperatura de Curie (BoI'shakov y Shcherbakova, 1979). En la figura 3 se muestra un ejemplo. En la curva de desimanación de la NRM, después de una imanación remanente viscosa en el tramo inicial, se reconocen dos fases, una con temperaturas de desbloqueo bajas y otra con temperaturas de desbloqueo altas, lo cual corresponde a una muestra con una curva de susceptibilidad en función de la temperatura de tipo C. La TRM adquirida en el laboratorio con un campo de  $40\mu\text{T}$  también muestra claramente la presencia de la primera fase. La pTRM, adquirida entre  $300$  y  $33^\circ\text{C}$  en un campo de  $40\mu\text{T}$ , se desimana casi totalmente al calentarse hasta la temperatura a la cual fue creada, lo cual es indicativo de una escasa presencia de granos de estructura multidominio en esta muestra. Si embargo, en otras muestras, se reconoce la presencia de una fracción significativa, aunque no mayoritaria, de granos de estructura multidominio. Este método para la detección de granos con estructura multidominio se halla limitado por el hecho de que el calentamiento pre-

vio para eliminar la imanación remanente natural puede alterar la estructura de dominios de granos de minerales ferromagnéticos presentes en la muestra.

Para determinar la paleodirección de la colada de 1689, catorce muestras fueron sometidas a un tratamiento de desimanación térmica (ocho etapas, hasta 565°C) y tres a un tratamiento de desimanación por campos alternos decrecientes (once etapas, hasta 140 mT). Después de cada etapa de desimanación térmica, se midió la susceptibilidad a temperatura ambiente, con el fin de reconocer si durante el calentamiento se habían producido alteraciones químico-mineralógicas en los minerales portadores de la imanación remanente. Tanto en las muestras desimanadas térmicamente como en aquellas sometidas a un tratamiento de desimanación por campos alternos, se reconoció, en principio, un sólo componente, aunque acompañado, en algunas ocasiones, por otro componente de carácter viscoso y de poca intensidad, que pudo ser desimanado con facilidad a temperaturas inferiores a 200°C o campos de 2 mT. Las temperaturas de desbloqueo observadas indican que el mineral portador de la remanencia es magnetita o titanomagnetita pobre en titanio. La susceptibilidad a temperatura ambiente comienza a disminuir a partir de la temperatura de calentamiento de 350°C, experimentando una gran reducción en su valor entre 525 y 565°C, lo cual parece indicar que la (titano)magnetita portadora de la imanación remanente se transforma en (ilmeno)hematites durante el calentamiento de las muestras. La dirección paleomagnética media calculada para la colada de 1689 es la siguiente:  $D=344.6$ ,  $I=64.2$ ,  $N=14$ ,  $\alpha_{95}=1.5$  y  $k=737$ . El número de testigos ( $N=14$ ) es menor que el de muestras estudiadas (17), porque en tres casos se contó con dos muestras por testigo, una de las cuales fue desimanada por campos alternos y la otra térmicamente, tomándose como resultado la dirección media de ambas muestras.

## Conclusiones

Los estudios en el campo del magnetismo de las rocas realizados en rocas de coladas basálticas del Etna de los años 1910, 1928, 1950 y 1979 han mostrado que en la mayor parte de las muestras la imanación remanente está asociada o bien a la presencia de una titanomagnetita oxidada (curvas de susceptibilidad-temperatura de tipo B) o bien a la presencia de dicha titanomagnetita oxidada junto con ilmeno-hematites (curvas de susceptibilidad-temperatura tipo C). El carácter inestable de la titanomagnetita oxidada, que al calentarse se transforma en ilmeno-hematites y magnetita, implica que las muestras de tipo B podrían no ser adecuadas para estudios de paleointensidad, mientras que las de tipo C si lo son, pero en un rango no muy amplio de temperaturas. Con menor frecuencia se ha observado un comportamiento más estable, con una sola fase ferromagnética, correspondiente a magnetita. Este tipo de muestras (tipo A) es adecuado para los estudios de paleointensidad, y ha sido reconocido en los bordes de las coladas.

La mayor parte de las muestras posee una tasa de viscosidad inferior al 5%, lo cual las haría indicadas para estudios de paleointensidad. En varias muestras se ha reconocido la presencia de una fracción de granos multidominio. La imanación remanente asociada a este tipo de granos posee una menor estabilidad paleomagnética y su presencia significativa en una muestra puede impedir la determinación correcta de la paleointensidad, pero en el presente estudio sólo se ha observado una presencia importante de granos magnéticos con dicha estructura en algunos casos.

La dirección de la remanencia obtenida para la colada de 1689 permite completar la curva de Tanguy *et al.* (1985) con un dato de similar precisión a la de los datos obtenidos por dichos autores. La inclinación del campo magnético terrestre

en Sicilia entre 1669 y 1763 es mayor de lo que se esperaba para dicha época.

La realización de estudios en el campo del magnetismo de las rocas con el fin de determinar la mineralogía magnética y la estabilidad paleomagnética de las muestras estudiadas constituye una herramienta importante para establecer la calidad de los datos de estudios paleomagnéticos o de paleointensidad.

## Agradecimientos

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a una beca postdoctoral del plan de FPU del MEC.

## Referencias

- Coe, R.S. (1967). *J. Geophys. Res.*, 72, 3247-3262.
- Coe, R.S., Grommé, S.C., Mankinen, E.A. (1978). *J. Geophys. Res.*, 83, 1740-1756.
- Bol'shakov, A.S. y Shcherbakova, A. (1979). *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, Engl. Trans., 15, 111-117.
- Hopkinson, J. (1889). *Philos. Trans. R. Soc. London*, A180, 443.
- Kieffer, G. Y Tanguy, J.C. (1993). *Mém. Soc. Géol. France*, 163, 253-271.
- Prévot, M. (1975). *Tesis Doctoral*. Universidad de Paris. 443 pp.
- Rolph, T.C. y Shaw, J. (1986). *J. Geomag. Geoelectr.*, 38, 1269-1277.
- Rolph, T.C., Shaw, J. y Guest, J.E. (1987). *Journal of Archaeological Science*, 14, 215-225.
- Tanguy, J.C., Bucur, I. y Thompson, J.F.C. (1985). *Nature*, 318, No. 6045, 453-455.
- Tanguy, J.C. y Kieffer, G. (1993). *Mém. Soc. Géol. France*, 163, 239-252.
- Thellier, E. y Thellier, O. (1959). *Ann. Geophys.*, 15, 285-376.