

# Resultados paleomagnéticos y características magnéticas de la secuencia Neógena de coladas basálticas de La Rajita (La Gomera, Islas Canarias)

## Paleomagnetic results and rock-magnetic characteristics of La Rajita basaltic flow sequence (La Gomera, Canary Islands)

Manuel CALVO RATHERT<sup>(1)</sup>, Ana Luz CACCAVARI<sup>(2)</sup>, Avto GOGICHAISHVILI<sup>(2)</sup>,  
Vicente SOLER<sup>(3)</sup>, Néstor VEGAS<sup>(4)</sup> y Berta AGUILAR<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Física, EPS  
Universidad de Burgos  
c/ Francisco de Vitoria, s/n,  
09006 Burgos, España

<sup>(2)</sup> Laboratorio de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica  
UNAM  
Tzintzuntzan 310,  
58990 Morelia, México

<sup>(3)</sup> Estación Volcanológica de Canarias  
CSIC  
Av. Astr. Fco. Sánchez 3,  
38206, La Laguna, Tenerife, España

<sup>(4)</sup> Departamento de Geodinámica  
Universidad del País Vasco,  
48940 Leioa, Bizkaia, España

Received: 28/04/2010

Accepted: 13/07/2010

### RESUMEN

Se presentan resultados de experimentos de magnetismo de las rocas, paleomagnetismo y microscopía desarrollados en muestras de la secuencia (11 coladas y un dique) Neógena de *La Rajita* (La Gomera, islas Canarias). Las curvas termomagnéticas permiten distinguir tres tipos de muestras: (i) Magnetita como único portador de remanencia (tipo H); (ii) una fase principal con  $T_C = 450^\circ\text{C}$  y magnetita (tipo M); (iii) una fase con  $T_C = 120$  a  $200^\circ\text{C}$  y otra con  $T_C = 400^\circ\text{C}$  (tipo L). Los parámetros de la curva de histéresis sugieren un comportamiento pseudo-monodominio en la mayor parte de las muestras. Los experimentos de paleomagnetismo revelan un único componente paleomagnético, de dirección correspondiente a una polaridad inversa. La dirección media de la secuencia es  $D = 188,2^\circ$  e  $I = -35,4^\circ$

( $k=47$ ;  $\alpha_{95} = 6,4^\circ$ ) y se obtiene un polo paleomagnético de longitud  $\lambda = 150,7^\circ$  y latitud  $\phi = 78,8^\circ$  ( $k=59$ ;  $A_{95} = 5,7^\circ$ ). Se analizó la variación secular a partir de la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales. Su dispersión angular  $S_B = 5,9^\circ$ , con límites de confianza superior  $S_{up}=8,0^\circ$  e inferior  $S_{low}=4,6^\circ$ . Esta dispersión es claramente inferior a la media correspondiente a su latitud durante los últimos 5 Ma, por lo que la secuencia de coladas fue probablemente emitida en un intervalo de tiempo relativamente corto.

**Palabras clave:** Paleomagnetismo, magnetismo de las rocas, secuencias de coladas, variación secular, islas Canarias, microscopía.

## ABSTRACT

Rock-magnetic, microscopy and paleomagnetic results from the Neogene *La Rajita* sequence (11 lava flows and a dyke) from La Gomera (Canary Islands, Spain) are presented. Thermomagnetic curves allow distinguishing three types of samples: (i) Magnetite as the only carrier of remanence (type H); (ii) a main phase with  $T_C = 450^\circ\text{C}$  and magnetite (type M); (iii) a phase with  $T_C = 120$  to  $200^\circ\text{C}$  and a phase with  $T_C = 400^\circ\text{C}$  (type L). Hysteresis parameters suggest pseudo single-domain behaviour on most samples. Paleomagnetic experiments reveal only a single paleomagnetic component with reverse-polarity direction. The mean direction of the whole sequence is  $D = 188,2^\circ$ ,  $I = -35,4^\circ$  ( $k=47$ ;  $\alpha_{95} = 6,4^\circ$ ) and the calculated paleomagnetic pole yields a longitude  $\lambda = 150,7^\circ$  and a latitude  $\phi = 78,8^\circ$  ( $k=59$ ;  $A_{95} = 5,7^\circ$ ). Secular variation is analysed through the scatter of virtual geomagnetic poles (VGP). VGP angular scatter  $S_B = 5,9^\circ$ , with confidence limits  $S_{up}=8,0^\circ$  and  $S_{low}=4,6^\circ$ . This scatter is clearly smaller than the average for this latitude obtained for the last 5 My. The studied lava flows were probably emitted in a relatively short time interval.

**Key words:** Paleomagnetism, rock-magnetism, lava flow sequences, secular variation, Canary Islands, microscopy.

**SUMMARY:** 1. Introduction. 2. Geological setting. 3. Composition and stability of the carriers of remanence. 4. Paleomagnetic experiments. 5. Paleomagnetic results poles and angular scatter of secular variation. 6. Acknowledgements. 7. References

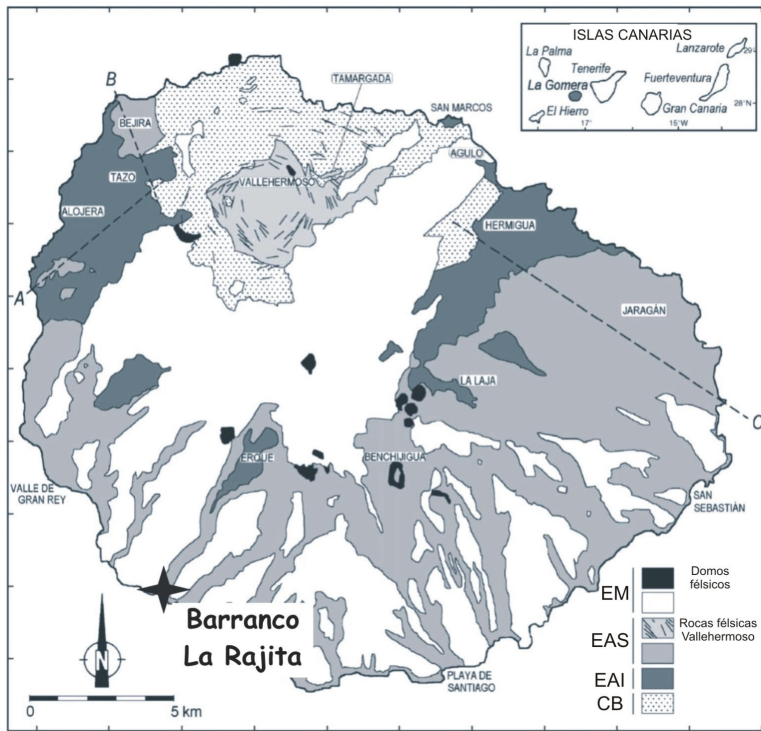
## 1. INTRODUCCIÓN

El campo magnético terrestre (CMT) se caracteriza por una variación ininterrumpida de su dirección e intensidad. Se pueden distinguir diferentes tipos de variaciones, según la magnitud, duración y carácter regional o global de las mismas. Aunque la variación de efectos más pronunciados es el cambio de polaridad del CMT, a una escala temporal menor, con periodicidades de orden inferior a  $10^5$  años, el campo magnético terrestre experimenta una variación de su dirección e intensidad de naturaleza más continua que los cambios de polaridad, denominada variación secular. Ésta se manifiesta tanto en la fracción dipolar como en la no dipolar del campo magnético terrestre.

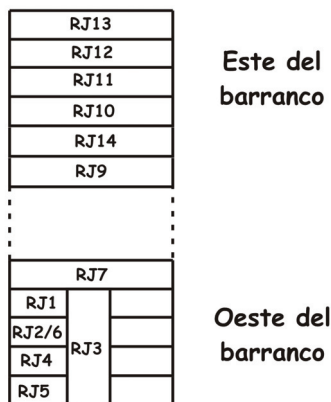
El estudio de las variaciones de la dirección e intensidad del campo magnético terrestre proporciona información de gran interés para el desarrollo de los modelos que describen sus características y origen. De hecho, los resultados paleomagnéticos y de paleointensidad son los únicos que pueden aportar datos sobre las variaciones experimentadas por el campo con el tiempo, con excepción de los – en términos geológicos – breves registros magnéticos directos. Los registros geomagnéticos de la variación paleosecular pueden obtenerse estudiando tanto rocas sedimentarias como rocas volcánicas.

Las rocas sedimentarias poseen la ventaja de poder registrar de forma continua la variación del campo magnético terrestre. Sin embargo, debido a las características específicas de la magnetización remanente de las rocas sedimentarias - remanencia deposicional (DRM) o post-deposicional (pDRM) -, su señal magnética constituye un registro filtrado de la variación del campo magnético de la Tierra. La información sobre el campo magnético original puede verse, por tanto, limitada en los registros de este tipo de rocas (Verosub, 1977; Lund y Banerjee, 1979; Thouveny, 1987). Otro inconveniente radica en el hecho de que las rocas sedimentarias no permiten la determinación de valores absolutos de la paleointensidad, aunque sí de paleointensidades relativas. Las rocas volcánicas, por otra parte, permiten un registro fiel e instantáneo del campo. La adquisición de una magnetización termorremanente ocurre durante el enfriamiento de la muestra en presencia de un campo externo, y en el caso de una colada volcánica este proceso habitualmente durará menos de un año. Las rocas volcánicas pueden aportar, por tanto, información fidedigna de un momento de la variación del campo (por ejemplo, Prévot, 1985), pero el registro obtenido será de carácter discontinuo, al estar ligado a la ocurrencia de erupciones volcánicas. Para obtener un registro razonable de la variación del campo magnético terrestre, será necesario contar con secuencias con un número suficiente de coladas.

En el trabajo que aquí se describe se presentan resultados de experimentos de magnetismo de las rocas y paleomagnetismo desarrollados en muestras pertenecientes a una secuencia Neógena de coladas basálticas que se halla en el barranco de La Rajita (figura 1, latitud 28,0501°N, longitud 17,2991°W) de la isla de la Gomera, en las Islas Canarias. El principal objetivo del trabajo consiste en la obtención del registro de la variación secular en dicha secuencia. Se tomaron muestras de 11 coladas volcánicas de la secuencia y de un dique que atraviesa cuatro coladas en su parte inferior (figura 2) a ambos lados del barranco, empleando una taladradora portátil a gasolina. Las coladas inferiores se muestrearon en el lado Oeste, hallándose por encima de ellas las muestreadas en el lado Este. Por no existir una seguridad completa de que la colada inferior del lado Este (RJ9) se hallaba situada directamente sobre la colada superior del lado Oeste (RJ7), se ha representado mediante trazo discontinuo la transición entre ambas en el diagrama esquemático mostrado en la figura 2. En cada colada se tomaron entre 7 y 10 testigos, que se orientaron utilizando tanto una brújula magnética como una brújula solar. El espesor del dique y las coladas mostró una variación entre menos de un metro y unos 8 metros en el caso de la colada de mayor espesor (RJ1). El muestreo se realizó tratando de tomar muestras a lo largo de cada colada y en diferentes niveles de la misma.



**Figura 1.** Mapa geológico de La Gomera con las principales unidades volcanoestratigráficas: CB: Complejo basal; EAI: Edificio Antiguo inferior; EAS: Edificio Antiguo superior; EM: Edificio Moderno. La estrella indica la localización del barranco de la Rajita. Mapa tomado de Ancochea et al. (2006).



**Figura 2.** Representación esquemática de la secuencia de la Rajita.

## **2. SITUACIÓN GEOLÓGICA**

Las islas Canarias constan de siete edificios volcánicos situados en el Atlántico oriental (figura 1). La evolución temporal de la actividad volcánica en cada una de las islas Canarias siempre se ha considerado clave en la comprensión del archipiélago, desde los modelos iniciales de Morgan (1971), Wilson (1973) y Anguita y Hernán (1975) a los más recientes de Araña y Ortiz (1991), Hoernle y Schmincke (1993), Carracedo et al. (1998), Anguita y Hernán (2000), Geldmacher et al. (2001) y Guillou et al. (2004). La existencia en Fuerteventura, una de las isla más orientales, de los materiales más antiguos y la edad mucho más joven de el Hierro y la Palma, las islas más occidentales, fue el argumento inicial para interpretar las Islas Canarias como una traza lineal a causa del desplazamiento hacia el Este de la placa Africana, aunque este modelo fue criticado por la escasa regularidad en la progresión de edades hacia el Este (Anguita y Hernán, 1975). Los datos geoquímicos y geofísicos tampoco apoyan tan claramente la hipótesis de la traza del punto caliente (Hoernle y Schmincke, 1993; Watts, 1994; Anguita y Hernán, 2000). Por otra parte, la diferencia entre las características de, por ejemplo, las islas Hawaii, que representan un modelo más nítido de desplazamiento sobre un punto caliente, y las islas Canarias, puede deberse a la escasa velocidad de la placa Africana.

A pesar de hallarse situada en la parte occidental del archipiélago, la edad del vulcanismo de La Gomera es mayor que la de las islas cercanas de La Palma y Hierro, y a diferencia de éstas últimas, no cuenta con actividad volcánica cuaternaria (p.ej., Ancochea et al., 2006). La estructura geológica de la isla se puede interpretar como formada por dos unidades básicas (figura 1): El complejo basal (que consiste de rocas plutónicas básicas, rocas volcánicas y sedimentarias submarinas y una densa red de diques) y el vulcanismo posterior (lavas basálticas, piroclastos y domos y coladas traquíticas y fonolíticas). Este último vulcanismo comprende dos periodos de actividad (basaltos antiguos y modernos). El complejo basal, los basaltos antiguos y los modernos se hallan separados por discordancias. Se han realizado diversos estudios radiométricos en la isla. Paris et al. (2005) y Cantagrel et al. (1984) asignan al complejo basal una edad de 9,4 a 8,0 Ma, aunque para esta unidad también se han obtenido otras edades radiométricas mayores, con valores entre 15 y 20 Ma (Abdel Monen et al., 1971; Cantagrel et al., 1984). Las edades obtenidas en los basaltos antiguos oscilan entre 10,8 y 5,9 Ma (Feraud, 1981; Cantagrel et al., 1984; Ancochea et al., 2006) y las obtenidas en los basaltos modernos varían entre 5,7-2,8 Ma (Feraud, 1981; Cantagrel et al., 1984; Ancochea et al., 2006). Las muestras estudiadas en el presente trabajo pertenecen a los basaltos modernos. Se cuenta con información de una datación mediante el método K/Ar en una colada (no identificada) del barranco de la Rajita, que proporciona una edad de  $5,6 \pm 0,1$  Ma (Ancochea et al., 2006).

Las islas Canarias han sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos o de paleointensidad. Sin embargo, el número de trabajos sobre paleomagnetismo en La Gomera es muy escaso (Glen et al., 2003; Paris et al., 2005). Cabe mencionar que Glen et al. (2003) observan el registro parcial de una transición neógena en la Gom-

era. La obtención de nuevos datos paleomagnéticos de esta isla también constituye uno de los aspectos de interés del presente trabajo.

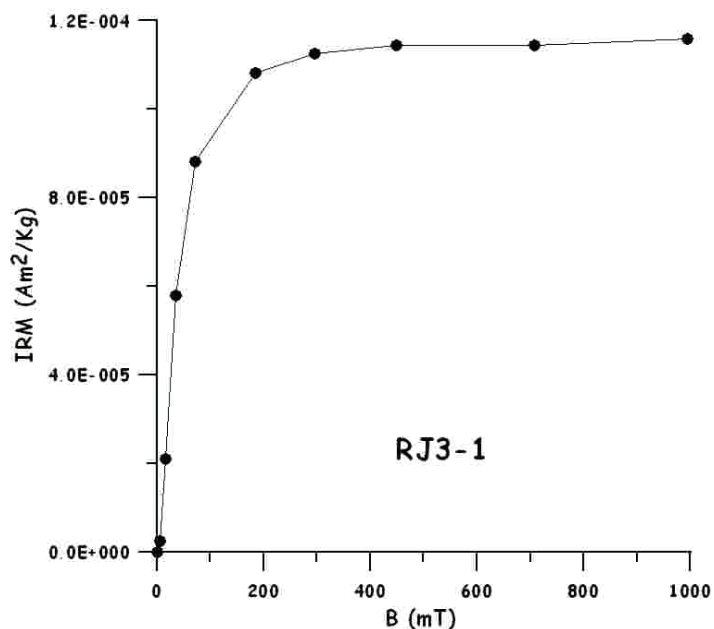
### 3. COMPOSICIÓN Y ESTABILIDAD DE LOS MINERALES PORTADORES DE LA REMANENCIA

Con el fin de identificar los minerales portadores de la magnetización remanente y obtener información acerca de su estabilidad paleomagnética se programaron los experimentos de magnetismo de las rocas que se detallan a continuación: Medida de curvas termomagnéticas (magnetización en función de la temperatura), determinación de los parámetros de la curva de histéresis y adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM). Estos experimentos se llevaron a cabo mediante una balanza de traslación MMVTB en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos en muestras representativas de diferentes coladas de la secuencia. En cada una de las muestras seleccionadas se realizaron todos los diferentes experimentos, siguiendo la secuencia que se relaciona a continuación: (i) curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM) y campo reverso (*back-field*); (ii) curvas de histéresis y (iii) curvas termomagnéticas. Todos los experimentos se llevaron a cabo con muestras pulverizadas y en aire.

Por otra parte, también se realizaron estudios de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido y análisis semicuantitativos de elementos químicos mediante espectrometría de dispersión de energía (*EDX Oxford Instruments Inca Energy 350*), todo ello en la Universidad del País Vasco.

#### 3.1 Experimentos de adquisición de IRM

Las curvas de adquisición de IRM se registraron aplicando un campo máximo de aproximadamente 1T, aunque la saturación se alcanzó en todos los casos con campos inferiores a 300 mT (figura 3). En dos muestras caracterizadas por poseer temperaturas de Curie especialmente bajas, de menos de 200°C, se observó que se llegaba a la saturación aplicando campos inferiores a 150 mT. En la muestra RJ3-1, correspondiente al único dique estudiado, se observa un ligero incremento en la pendiente de la curva de adquisición de IRM al aplicar un campo de 1T, y parece no se llega a saturar esta muestra, que podría contener una pequeña fracción de una fase de alta coercitividad (figura 3). Debe mencionarse que el hecho de emplear muestras pulverizadas para los experimentos de adquisición de IRM y curvas de histéresis podría en principio plantear el problema de que con campos intensos la magnetización podría adquirirse no por rotación de los momentos magnéticos, sino del propio grano de material pulverizado. Sin embargo, la ausencia de discontinuidades que caracteriza tanto a las curvas de adquisición de IRM como de histéresis en las muestras estudiadas en el presente trabajo, conduce a considerar este posible efecto como despreciable en los experimentos realizados.



**Figura 3.** Ejemplo de curva de adquisición de remanencia isoterma (IRM) en función del campo aplicado B en una muestra del dique RJ3.

### 3.2. Curvas de histéresis

El análisis de los parámetros de la curva de histéresis proporciona datos sobre la estructura de dominios magnéticos de las muestras estudiadas, y por tanto, sobre la estabilidad de su remanencia. Su variación en función de la temperatura puede además proporcionar información acerca de la ocurrencia de cambios en la mineralogía magnética (cambios químico-mineralógicos) y en la estructura de dominios (cambios físicos). Por este último motivo, después de realizar la secuencia de experimentos anteriormente descrita, que incluía el registro de curvas termomagnéticas hasta temperaturas máximas entre 600°-700°C, se llevaron a cabo nuevos experimentos de medida de curvas de histéresis y *backfield* en las mismas muestras, con el fin de detectar qué cambios se habían producido en los parámetros que caracterizan sus curvas de histéresis después de haber experimentado un calentamiento hasta las temperaturas mencionadas.

Para la interpretación de los resultados obtenidos en estos experimentos se empleó el programa RockMagAnalyzer 1.0 (Leonhardt, 2006). En la figura 4 se muestra un ejemplo de curva de histéresis del presente estudio y en la figura 5 se representa el cociente de la remanencia de saturación y la magnetización de saturación ( $M_{RS}/M_S$ ) en función del cociente de la coercitividad de remanencia y la coercitividad ( $B_{CR}/B_C$ ) de las muestras estudiadas. Los resultados sugieren que la mayor parte de las muestras estudiadas poseen una estructura pseudo monodominio (PSD) (Day et al., 1977; Dunlop 2002), aunque una de ellas muestra una estructura monodominio (SD).

Sin embargo debe tenerse en cuenta que, como se explicará más adelante, dicha muestra posee una temperatura de Curie de 455°C, la cual corresponde a una titanomagnetita de composición aproximada  $x \approx 0,3$ . Para el cociente  $M_{RS}/M_S$  esta composición eleva el límite entre las estructuras SD y PSD para el cociente  $M_{RS}/M_S$  a un valor por encima de 0,5, con lo cual la estructura de dominios observada en dicha muestra también podría ser PSD. Por otra parte, la aparente estructura tipo PSD de estas muestras también podría interpretarse en términos de una mezcla de granos monodominio (SD) y multidominio (MD) (Dunlop, 2002). En ese caso, la proximidad del valor del cociente  $M_{RS}/M_S$  al límite de 0,02, que separa las zonas de comportamiento PSD y MD, indica la proporción de granos MD en la mezcla: Esta proporción varía aproximadamente entre un 30 y un 70% en las muestras de La Rajita. Debe mencionarse que los cocientes  $M_{RS}/M_S$  más elevados corresponden a las muestras que precisan de campos más elevados (del orden de 300 mT) para llegar a la saturación en los experimentos de adquisición de IRM.

En la figura 6 se representa la variación de los cocientes  $M_{RS}/M_S$  y  $B_{CR}/B_C$  después de haber calentado las muestras a temperaturas entre 600 y 700°C con respecto a su valor antes de dicho calentamiento. Se aprecia que en la muestra RJ5, caracterizada –como se verá más adelante– por una curva termomagnética completamente reversible, los cocientes de los parámetros de la curva de histéresis no sufren apenas variación alguna. Sin embargo, en casi todas las restantes muestras se reconoce un claro aumento del cociente  $M_{RS}/M_S$ , acompañado, en el caso de RJ14, de una pronunciada disminución del cociente  $B_{CR}/B_C$ . Todas estas muestras mostrarían unas características menos próximas a una estructura multidominio después del calentamiento. La excepción la constituye RJ3, perteneciente al dique, en la cual disminuye  $M_{RS}/M_S$  y aumenta  $B_{CR}/B_C$ , debilitando las características de monodominio que caracterizaban a esta muestra.



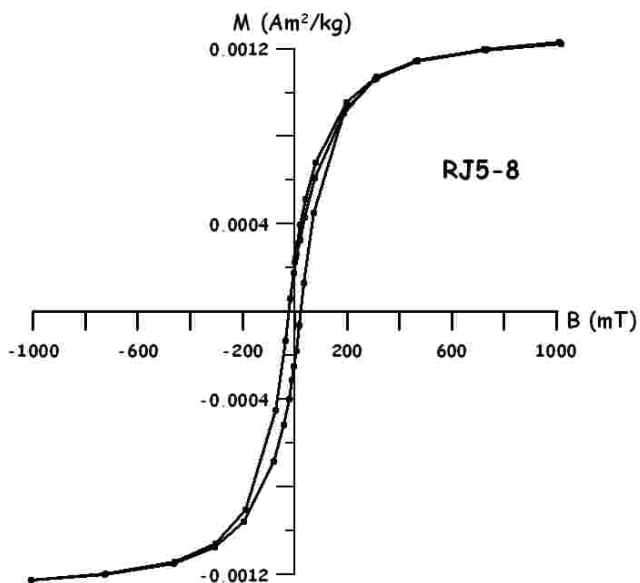


Figura 4. Ejemplo de curva de histéresis (muestra RJ5-8).

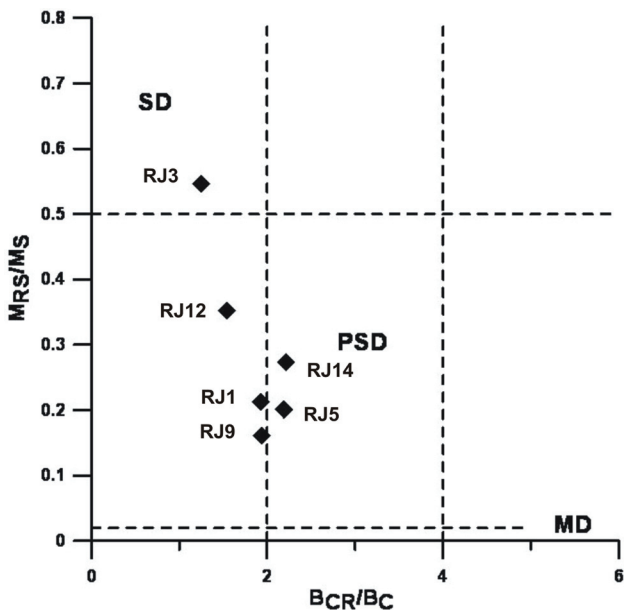
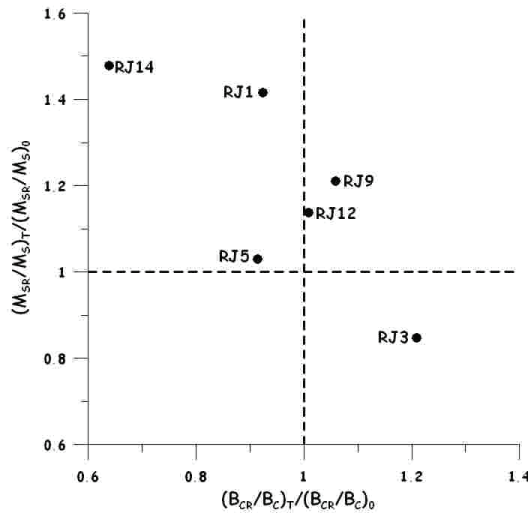


Figura 5. Representación del cociente de la remanencia de saturación y la magnetización de saturación ( $M_{rs}/M_s$ ) en función del cociente de la coercitividad de la remanencia y la coercitividad ( $B_{cr}/B_c$ ) de muestras del barranco de la Rajita en La Gomera. Los datos se han representado en un diagrama de Day (Day et al., 1977).



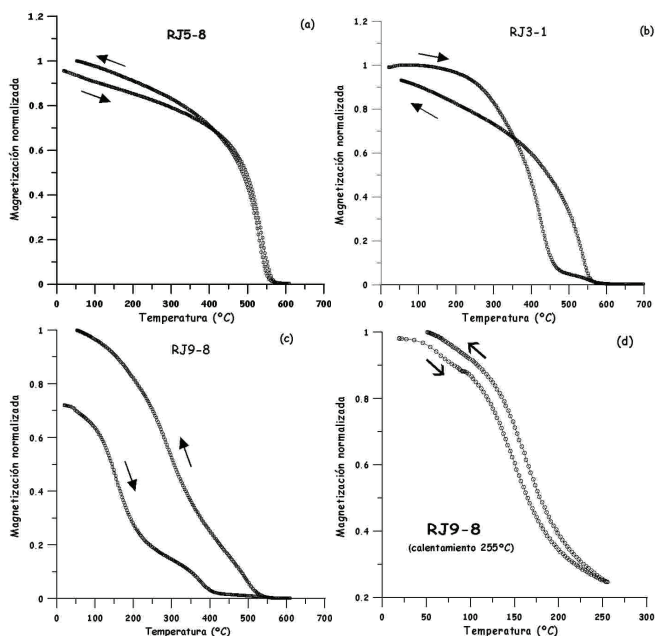
**Figura 6.** Variación de los cocientes  $M_{TS}/M_s$  (remanencia de saturación entre magnetización de saturación) y  $B_{cr}/B_c$  (coercitividad de la remanencia entre coercitividad) debido al calentamiento de las muestras. En cada eje se representa la relación de los valores del cociente correspondiente para las muestras sin calentar (subíndice 0) y después de haber sido calentadas a 600-700°C y enfriadas a temperatura ambiente (subíndice T).

### 3.3 Curvas termomagnéticas

Las curvas termomagnéticas describen la magnetización de la muestra analizada en función de la temperatura y permiten determinar la temperatura de Curie y, con ella, los minerales portadores de la remanencia. La reversibilidad de las curvas y la comparación de las fases ferromagnéticas (s.l.) presentes en las curvas de calentamiento y de enfriamiento ofrece, además, información acerca de la estabilidad térmica de los portadores de la remanencia. Para la realización de estos experimentos se calentaron las muestras hasta temperaturas máximas de 600° a 700°C y se volvieron a enfriar hasta temperatura ambiente, siempre en presencia de un campo magnético de 37,2 mT. En las curvas registradas se pudieron distinguir tres tipos de comportamiento: El caso más sencillo corresponde a muestras con una única fase ferromagnética de alta temperatura de Curie, entre 560 y 570°C (figura 7a). Este tipo de curvas, denominadas curvas tipo H, o bien son completamente reversibles o muestran una moderada reducción en el valor de la magnetización en las curvas de enfriamiento. Se puede apreciar una mayor complejidad en las curvas denominadas de tipo M, caracterizadas por contener dos fases ferromagnéticas en la curva de calentamiento (figura 7b): Una de mayor intensidad, con temperatura de Curie de aproximadamente 450°C y otra de menor intensidad y temperatura de Curie entre 560 y 580°C. La primera correspondería a una titanomagnetita con una composición  $x \approx 0,3$  (en caso de no haber sufrido oxidación) y la segunda a una titanomagnetita

pobre en titanio. En la curva de enfriamiento, sólo se reconoce esta última fase. El tercer tipo de curva observado recibió el nombre de curva tipo L. En estas muestras también se pueden reconocer dos fases ferromagnéticas en la curva de calentamiento (figura 7c): La de mayor intensidad se caracteriza por su baja temperatura de Curie, entre 120 y 200°C, que correspondería a una titanomagnetita de composición  $x \approx 0,6-0,7$  en caso de no haber experimentado oxidación. Además, se observa también una fase de temperatura de Curie intermedia en torno a 400°C ( $x \approx 0,3$ ). En la curva de enfriamiento se aprecia una nueva fase de alta temperatura de Curie (aproximadamente 515°C) y no se puede excluir la presencia de un leve resto de las dos fases observadas en la curva de calentamiento.

Con el fin de determinar a qué temperaturas tienen lugar las transformaciones magneto-mineralógicas que se reconocen en estas muestras debido al calentamiento hasta temperaturas máximas de 600 a 700°C que han experimentado, se realizó una nueva secuencia de experimentos. Para ello se seleccionaron nuevos especímenes de las mismas muestras del experimento anterior, pero que aún no habían sido calentadas. En estos experimentos se pudo reconocer que las muestras que ofrecían un comportamiento irreversible al ser calentadas a temperaturas superiores a 600°C, mostraban curvas termomagnéticas prácticamente reversibles si no se calentaban a más de 250 o 300°C (figura 7d).



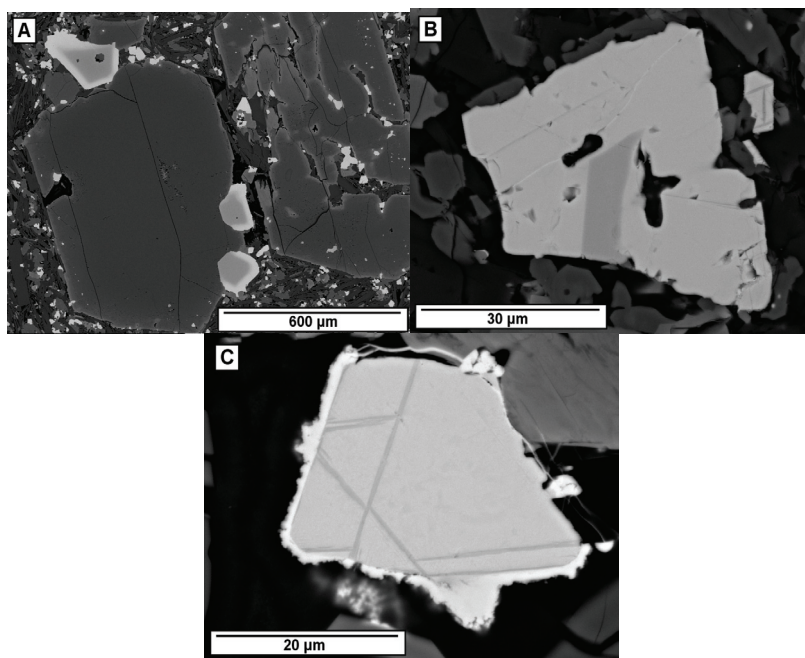
**Figura 7.** Curvas termomagnéticas (magnetización en función de la temperatura) normalizadas de muestras del barranco de la Rajita: (a) Muestra tipo H; (b) Muestra tipo M; (c) Muestra tipo L; (d) Muestra sometida a un calentamiento máximo de 255°C. Explicación en el texto.

### **3.4 Microscopía**

Un análisis al microscopio óptico con luz normal y reflejada de varias muestras aún no tratadas y seleccionadas tras la realización de los experimentos magnéticos, permitió estimar entre un 5% y un 8% la fracción de minerales opacos presentes en las muestras analizadas. Estas menas metálicas aparecen en forma de cristales de pequeño tamaño (10-250  $\mu\text{m}$ ) distribuidas equitativamente por toda la roca. En varios casos se distinguen dos generaciones de minerales opacos a partir de su disposición en las láminas delgadas (figura 8a). Por una parte, una familia de opacos de mayor tamaño (100-250 $\mu\text{m}$ ), que aparecen como inclusión o en contacto con cristales microporfídicos de silicatos y por otro lado, los cristales de opacos de pequeño tamaño (5-75 $\mu\text{m}$ ), que se encuentran dispersos en la matriz de la roca (figura 8a).

Bajo el microscopio electrónico de barrido se comprueba que los cristales de mayor tamaño están zonados y presentan núcleos oscuros ricos en Cr, mientras que las zonas externas, más claras, están enriquecidas en Fe y Ti (figura 8a). Esta situación sería propia de una solución sólida entre magnesiocromita en el núcleo y titanomagnetita rica en Cr y Mg en los bordes. Los minerales opacos de la matriz en algunos casos también están zonados y presentan áreas oscuras enriquecidas en Ti, rodeadas de zonas más claras en las que aumenta el porcentaje de Fe y disminuye el de Ti. Se trata de núcleos de ilmenita rodeados por titanomagnetita con textura tipo sandwich (figura 8b). En este caso se trata de núcleos de ilmenita rodeados por titanomagnetita. Además, son frecuentes las texturas de tipo Trellis con ilmenita alojada en los planos (111) de la titanomagnetita, formando trazas discretas de planos oblicuos entre sí (figura 8c). Tanto las texturas tipo sandwich como las de Trellis se corresponden con ejemplos de exolución por oxidación a bajas presiones y por encima de los 600°C (Haggerty, 1991).

Por último se observa otra fase metálica muy brillante, dominada por el Fe y que aparece rellenando fracturas, huecos menores de 5  $\mu\text{m}$  y en ocasiones rodeando a los opacos de la matriz (figura 8c). Se trataría de hematites, que cristalizaría en muy pequeña proporción como última fase metálica.



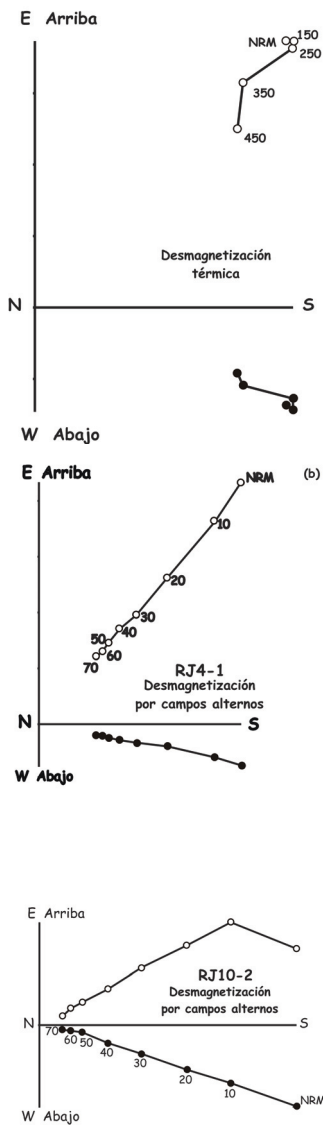
**Figura 8.** Imágenes de electrones retrodispersados. (a) Muestra RJ12. Los minerales metálicos de mayor tamaño, que aparecen en íntima relación con fenocristales de piroxeno, están zonados y presentan núcleos enriquecidos en Cr con bordes ricos en Fe y Ti. (b) Cristal metálico de la matriz (muestra RJ13) con textura de tipo *sandwich*, en el que se aprecia una zona interna más oscura (ilmenita) y una fase más clara alrededor de la anterior (titanomagnetita). Obsérvese la textura tipo Trellis presente en un pequeño cristal situado en el ángulo superior derecho de la foto. (c) Cristal de titanomagnetita de la matriz (muestra RJ 12) con textura de tipo Trellis, exoluciones de ilmenita, de color más oscuro, en los planos (111) de la titanomagnetita. Obsérvese el borde de hematites, más luminoso, que rodea parcialmente al cristal de titanomagnetita y que ocupa pequeñas fracturas como la de la parte superior de la foto o las más sutiles de la parte derecha, dispuestas en relevo.

#### 4. EXPERIMENTOS PALEOMAGNÉTICOS

Los experimentos de paleomagnetismo se llevaron a cabo en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (Universidad Nacional Autónoma de México) en Morelia. Para medir la remanencia de las muestras se empleó un magnetómetro tipo *spinner* JR-6 (AGICO). Inicialmente se consideró llevar a cabo la desmagnetización de las muestras empleando las técnicas de desmagnetización térmica y por campos alternos. Sin embargo, al desmagnetizar térmicamente las muestras piloto seleccionadas, éstas fueron explotando durante las etapas de desmagnetización elegidas en el intervalo de temperaturas entre 350 y 450°C. En un caso resultó dañado el portamuestras empleado. Por este motivo y, dado que a las mencionadas temperaturas

aún se conservaba una parte significativa de la remanencia total de las muestras (figura 9a), se optó por proseguir los experimentos paleomagnéticos empleando únicamente la técnica de desmagnetización por campos alternos. Las direcciones de la magnetización remanente se determinaron, en todos los casos, mediante análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980).

En las figuras 9b y 9c se muestran ejemplos de diagramas de desmagnetización de muestras tratadas por campos alternos. En la mayoría de los casos se distingue únicamente un componente de polaridad inversa junto con un débil componente secundario de carácter viscoso, fácilmente eliminado con campos de poca intensidad (10-15 mT). Sin embargo, en aproximadamente el 20% de los casos, la intensidad del componente secundario es mayor, llegando hasta el 30 o 40% de la magnetización total de las muestras, aunque también en estos casos se puede eliminar con campos débiles inferiores a 15 mT. En la tabla 1 se muestran las direcciones de la remanencia característica (ChRM) de las 11 coladas y el dique estudiados. Todas las direcciones corresponden a una polaridad magnética inversa, de acuerdo con la edad de  $(5,6 \pm 0,1)$  Ma obtenida mediante una datación por el método K/Ar en una colada de la secuencia de la Rajita (Ancochea et al., 2006). En concreto, dicha edad sitúa la emisión de las lavas de la secuencia en el cron de polaridad inversa C3r (Gradstein et al., 2004).



**Figura 9.** Diagramas de desmagnetización térmica (9a) y por campos alternos (9b y 9c). Los círculos blancos corresponden a las proyecciones del vector magnetización en el plano horizontal y los círculos negros a su proyección en el plano vertical. Los números indican las etapas de demagnetización en °C (9a) y en mT (9b y 9c).

**Tabla 1.** Resultados paleomagnéticos. **Colada:** Nombre de la colada. El dique RJ3 se identifica con un asterisco; **n/N:** Número de especímenes analizados/ Número de muestras (testigos) analizadas; **Dec e Inc:** Declinación e inclinación;  **$\alpha_{95}$ :** radio del cono de confianza del 95%; **k, K:** parámetros de precisión; **Lat y Lon:** Latitud (Norte) y longitud (Este) de la zona de muestreo de cada colada; **Plat y Plon:** Latitud (Norte) y longitud (Este) de polos geomagnéticos virtuales. **Media:** Dirección media de las 11 coladas y el dique (con  $\alpha_{95}$  y parámetro de precisión k) y valor medio de todos los polos geomagnéticos virtuales (con  $A_{95}$  y parámetro de precisión K).

Colada	n/N	Dec	Inc	$\alpha_{95}$	k	Lat	Lon	Plat	Plon
RJ13	8/7	191,8	-34,6	9,8	824	28,05	342,70	75,9	144,7
RJ12	4/4	189,4	-30,9	3,1	63	28,05	342,70	75,7	158,0
RJ11	8/7	187,1	-23,7	4,2	62	28,05	342,70	73,0	173,0
RJ10	7/6	185,3	-24,7	4,5	28	28,05	342,70	74,1	178,1
RJ14	6/5	181,5	-22,3	4,0	66	28,05	342,70	73,5	192,3
RJ9	9/7	205,3	-50,8	5,4	191	28,05	342,70	67,8	92,1
RJ7	9/8	181,2	-40,0	3,2	275	28,05	342,70	84,6	185,5
RJ3*	9/8	172,8	-27,3	2,4	137	28,05	342,94	74,9	224,7
RJ1	9/9	184,5	-34,9	4,9	190	28,05	342,94	80,2	171,2
RJ2+6	8/6	194,0	-45,1	12,3	382	28,05	342,94	77,5	110,3
RJ4	9/9	200,1	-46,1	13,9	582	28,05	342,94	72,2	104,2
RJ5	8/8	194,3	-41,6	5,0	112	28,05	342,94	76,5	121,7
<b>Media</b>	12	188,2	-35,4	6,4	47			78,8	150,7
								K=59,4	$A_{95} = 5,7$

## 5. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y DISPERSIÓN ANGULAR DE LA VARIACIÓN SECULAR

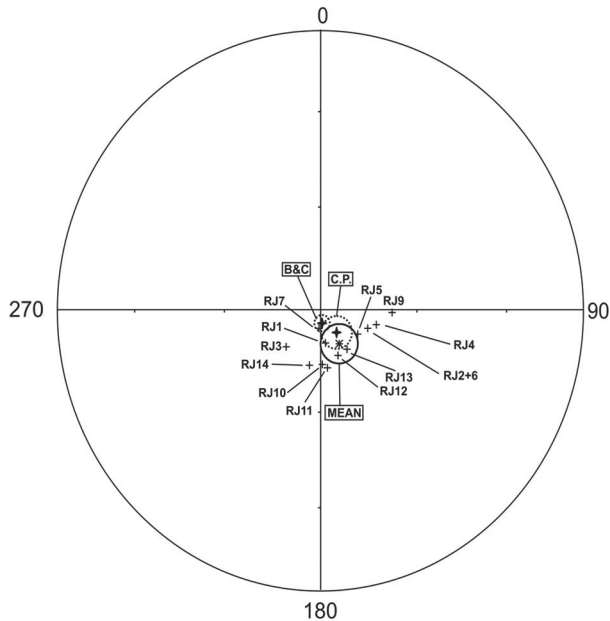
Si se analizan los resultados paleomagnéticos obtenidos en la secuencia de la Rajita, se puede observar que las direcciones medias son indistinguibles al 95% de probabilidad (test negativos de McFadden y Jones, 1981) excepto en el tramo superior de la secuencia entre las coladas RJ13 y RJ14 (test positivos, pero con clasificación C de McFadden y McElhinny, 1990). Por otra parte, el reconocimiento sobre el terreno de los puntos de muestreo permite distinguir inequívocamente todas las coladas muestreadas como correspondientes a emisiones independientes (salvo en el caso de RJ2 y RJ6, que corresponden a la misma colada, tal como se indica en la tabla 1). Por tanto, en el análisis de la secuencia, se han considerado las 11 coladas y el dique como unidades independientes.

Cuando se comparan las direcciones paleomagnéticas obtenidas, se reconoce que la inclinación en las coladas de la parte superior de la secuencia es claramente infe-



rior a la de las de la parte inferior, con excepción de la del dique RJ3. Sin embargo, la emisión de éste último, es anterior a RJ7 y RJ9, que muestran inclinaciones relativamente altas, de forma que el valor de la inclinación de RJ3 podría no reflejar necesariamente sólo la dirección del campo, aunque por otra parte es coherente con la disminución gradual en la inclinación que se observa entre RJ4 y RJ3 (tabla 1).

La dirección media que se obtiene de las 11 coladas y el dique es  $D = 188,2^\circ$ ,  $I = -35,4^\circ$  ( $k=47$ ;  $\alpha_{95} = 6,4^\circ$ ) y el polo paleomagnético tiene longitud  $\lambda = 150,7^\circ$  y latitud  $\phi = 78,8^\circ$  ( $k=59$ ;  $A_{95} = 5,7^\circ$ ; tabla 1, figura 10). Se comparó este resultado con el polo que se obtiene para África en la ventana temporal correspondiente a 5 millones de años de la curva de deriva polar aparente sintética construida por Besse y Courtillot (2002). Dicho polo tiene una longitud  $\lambda = 176,9^\circ$  y una latitud  $\phi = 86,2^\circ$ , ( $k=106$ ,  $A_{95} = 2,6^\circ$ ) y aunque los conos de confianza de ambas direcciones se hallen parcialmente superpuestos, las direcciones correspondientes a cada uno de los dos polos no se encuentran dentro del cono de confianza del otro. Es posible, por tanto, que ambas direcciones no coincidan. Esta diferencia puede tener su origen en diferentes causas: (i) Movimientos tectónicos de carácter local; (ii) heterogeneidades en el campo magnético local durante el enfriamiento de las coladas y la adquisición de la magnetización remanente (por ejemplo, Valet y Soler, 1999) o (iii) los datos direccionales de las coladas estudiadas son insuficientes para promediar la variación secular y poder obtener un polo paleomagnético. En caso de que la discrepancia entre el polo obtenido en el presente estudio y el calculado a partir de la curva de deriva polar aparente sintética de Besse y Courtillot (2002) se deba a la tercera de las causas expuestas, probablemente la secuencia de coladas estudiada se habría emitido en un corto espacio de tiempo, insuficiente para promediar la variación secular.



**Figura 10.** Polos geomagnéticos virtuales (VGP) de 11 coladas y 1 dique del barranco de la Rajita analizadas en el presente estudio. El valor medio de todos los polos se indica mediante un asterisco (MEAN). También se han representado los polos medios obtenidos a partir de la ventana temporal correspondiente a 5 millones de años de la curva de deriva polar aparente sintética de Besse y Courtillot (2002) (B&C) y de cuatro polos paleomagnéticos de las Islas Canarias (C.P., véase texto y Tabla 2). Se han representado únicamente los conos de confianza de los valores medios.

Por otra parte, si se compara el resultado del presente estudio únicamente con resultados de otros trabajos en las Islas Canarias de una época similar, el resultado es diferente. Se calculó el valor medio de tres polos de las Islas Canarias incluidos en la base de datos de Besse y Courtillot (2002), correspondientes al intervalo temporal comprendido entre 3.5 y 8 Ma (Storevedt et al., 1978, 1979; Carracedo y Soler, 1995) y el polo obtenido por Leonhardt y Soffel (2006) en coladas de 6 Ma del volcán Teno (tabla 2), obteniendo un polo de longitud  $\lambda = 141,8^\circ$  y latitud  $\phi = 83,3^\circ$  ( $k=336$ ;  $A_{95} = 5,0^\circ$ ). Este resultado concuerda con el del presente estudio, tal como se puede observar en la figura 10.

Como se aprecia en la tabla 1, las latitudes de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de las 11 coladas y el dique estudiados no se alejan en ningún caso más de 45 grados de la latitud  $90^\circ$  del polo norte. A menudo se emplea este valor de  $45^\circ$  como el límite entre diferencias angulares debidas al efecto de la variación secular y aquellas que aparecen en las direcciones de *polaridad intermedia* en el caso de ex-

cursiones o transiciones de polaridad. (Johnson et al., 2008). En la secuencia de la Rajita, la menor latitud observada en los polos es de 68°.

Se puede estimar la dispersión  $S_T$  de los polos geomagnéticos virtuales correspondientes a la secuencia de la Rajita mediante la expresión  $S_T =$

$$\frac{1}{N-1} \sqrt{\sum_{i=1}^N \delta_i^2} \quad (\text{Cox, 1969}),$$

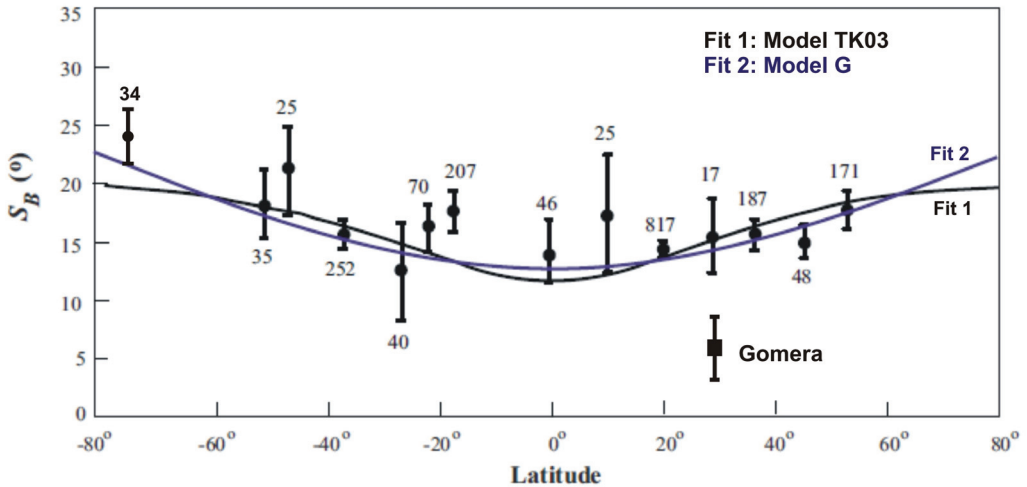
en la cual  $N$  representa el número de sitios empleados y  $\delta_i$  la distancia angular de cada polo de la dirección del dipolo axial. Además es necesario tener en cuenta la dispersión angular  $S_W$  entre los sitios (McElhinny y McFadden, 1997), de forma que la dispersión angular corregida  $S_B$  se obtiene a

$$\text{partir de la expresión } S_B^2 = S_T^2 + \frac{S_W^2}{n},$$

en la que  $\bar{n}$  es el número medio de muestras estudiadas en cada colada. En la secuencia de la Rajita se obtuvo un resultado para la dispersión angular  $S_B = 5,9^\circ$ , con un límite superior de confianza  $S_{sup}=8,0^\circ$  y un límite inferior  $S_{inf}= 4,6^\circ$  (Cox, 1969). Este límite es claramente inferior a la media correspondiente a la latitud de la secuencia estudiada (28°N) para los últimos 5 Ma, como se puede apreciar en la figura 11, en la cual se compara la dispersión angular de la variación secular en la secuencia de la Rajita con los modelos G de McFadden et al. (1988) y TK03 de Tauxe y Kent (2004) para la variación latitudinal de la dispersión de los VGP. El valor de  $S_B$  de la Rajita es claramente inferior al predicho por ambos modelos. Las 11 coladas y el dique estudiados en la secuencia de la Rajita probablemente se emitieron en un intervalo de tiempo relativamente corto y no permiten promediar la variación secular.

**Tabla 2.** Polos paleomagnéticos recopilados de la bibliografía. **Referencia:** Referencia bibliográfica; **PLON** y **PLAT:** Longitud (°E) y latitud (°N) del polo; **dp** y **dm:** semiejes de la elipse de confianza al 95% (en grados).

Referencia	Age (Ma)	PLON	PLAT	dp	dm
Storevedt et al. (1978)	3,5	126,8	83,8	3,8	6,3
Storevedt et al. (1979)	8	146,2	77,8	3,2	5,8
Carracedo & Soler (1995)	7,5	178,2	87,5	5,4	8,5
Leonhardt & Soffel (2006)	6,0	135,4	82,9	4,4	7,4



**Figura 11.** Dispersión angular  $S_B$  de la variación paleosecular de polos geomagnéticos virtuales en función de la latitud. Se comparan los resultados del presente estudio (Gomera) con los modelos TK03 (Tauxe y Kent, 2004) y G (McFadden et al. 1988). Se muestran también datos de variación paleosecular (compilados por Lawrence et al., 2006 y Johnson et al., 2008) distribuidos en intervalos de latitud (con indicación del número de sitios). Figura adaptada de Johnson et al. (2008).

## 6. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer especialmente las sugerencias y aportaciones de dos revisores, Augusto Rapalini y Roberto Lanza. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BU004A09 de la Junta de Castilla y León y CGL 2007-0039/BTE del MEC.

## 7. REFERENCIAS

- ABDEL MONEN A., WATKINS, N.D. & GAST, P.W. (1971). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. *M. J. Sci.*, 271, 490-521.
- ANCOCHEA E., HERNÁN, F., HUERTAS, M.J., BRÄNDLE, J.L. & HERRERA, R. (2006). A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157, 271-293.
- ANGUITA, F. & HERNÁN, F. (1975). A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 27, 11-19.
- ANGUITA, F. & HERNÁN, F. (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 1-26.

- ARAÑA, V. & ORTIZ, R. (1991). The Canary islands: tectonic, magmatism and geodynamic framework. En: Kampuzu, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), *Magmatism in extensional Structural Settings – The Phanerozoic African Plate*. Springer, New York, pp. 209-249.
- BESSE, J. & COURTILOT, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. B11, doi:10.1029/2000JB000050.
- CANTAGREL, J.M., CENDRERO, A., FÚSTER, J.M., IBARROLA, E., JAMOND & C. (1984). K-Ar chronology of the volcanic eruption in the Canarian Archipelago: Island of La Gomera. *Bull. Volcanol.* 47, 597-609.
- CARRACEDO, J.C. & SOLER, V. (1995). Anomalously shallow paleomagnetic inclinations and the question of the age of the Canarian Archipelago. *Geophysical Journal International*, 122/2: 393-406.
- CARRACEDO, J.M., DAY, S., GILLOU, H., RODRÍGUEZ, E., CANAS & J.A., PÉREZ, F.J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin. *Geol. Mag.*, 135, 591-604.
- COE, R.S. (1967). Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72, 3247-3262.
- COX, A. (1969). Confidence limits for the precision parameter k. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18, 545-549.
- DAY, R., FULLER, M. & SCHMIDT, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-267.
- DUNLOP, D. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. B3, doi: 10.1029/2001JB000486.
- FERAUD, G. (1981). Datation de réseaux de dykes et de roches volcaniques sousmarines par les méthodes K-Ar et  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Utilisation des dykes comme marqueurs de paléo-contraites. *Thesis. Université de Nice*. 146pp.
- GELDMACHER, J., HOERNLE, K., BOGAARD, P.V.D., ZANKL, G. & GARBE-SCHÖNBERG, D. (2001). Earlier history of the  $\geq 70$ -Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 55-87.
- GLEN, J.M., VALET, J.P., SOLER, V., RENNE, P.R. & ELMALEH, A. (2003). A Neogene geomagnetic polarity transition record from lavas of the Canary Islands, Spain: episodic volcanism, and/or metastable transitional fields? *Geophysical Journal International*, 154, 426-440.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (2004). *A geologic time scale*. Cambridge University Press. 610 pp.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.M., PARIS, R. & PÉREZ-TORRADO (2004). Implications for early shield stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 599-614.
- HAGGERTY, 1991. Oxide Textures -A mini-atlas-. In: "Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance". *Reviews in Mineralogy*, nº 25 (Ed. Donald H. Lindsley). Mineralogical Society of America. Michigan. 129-219.

- HOERNLE, K.A. & SCHMINCKE, H.U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the canary hotspot. *J. Petrol.*, 34, 599-626.
- JOHNSON, C. L., CONSTABLE, C. G., TAUXE, L., BARENDREGT, R.W., BROWN, L.L., COE, R.S., LAYER, P., MEJIA, V., OPDYKE, N.D., SINGER, B.S., STAUDIGEL, H. & STONE, D. (2008). Recent investigations of the 0-5 ma geomagnetic field recorded in lava flows. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 9:Q04032, doi:10.1029/2007GC001696.
- KIRSCHVINK, J. L. (1980)., The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- LEONHARDT, R. (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences*, 1420-1431.
- LEONHARDT, R. & SOFFEL, H.C. (2006). The growth, collapse and quiescence of Teno volcano, Tenerife: new constraints from paleomagnetic data. *Int. J. Earth Sci.*, 95, 1053-1064.
- LUND, S.P. & BANERJEE, S.K. (1979). Paleosecular variations from lake sediments, *Rev. Geophys. Space Phys.* 17, 244-249.
- MCELHINNY, M.W. & MCFADDEN, P.L. (1997). Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, 131, 240-252.
- MCFADDEN, P.L. & JONES, F.J. (1981). The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67, 19-33
- MCFADDEN, P.L. & MCELHINNY, M.W. (1990). Classification of the reversal test In palaeomagnetism, *Geophysical Journal International*, 103, 725-729.
- MCFADDEN P., MERRILL T. & MCELHINNY W. (1988). Dipole/Quadrupole Family Modeling of Paleosecular Variation. *Journal of Geophysical Research*, V. 93, 11,583-11,588.
- MORGAN, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42-43.
- PARIS, R., GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C. & PÉREZ TORRADO, F.J. (2005). Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K-Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 162, 501-512.
- PREVOT, M., MANKINEN, E.A., COE, R. & GROMME, C.S (1985). The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition, 2. Field intensity variation and discussion of reversal models, *Journal of Geophysical Research*, 90, 10417-10448.
- STOREVEDT, K.M., SVALESTAD, S., THOMASSEN, K., LANGLIE, A., NERGARD, A. & GIDSKEHAUG, A. (1978). Magnetic discordance in Gran Canaria/Tenerife and the possible relevance to the formation of the NW African continental margin, *J. Geophys.*, 44, 317-332.
- STOREVEDT, K.M., MONGSTAD VAGE, H., AASE, S. & LOVLIE, R. (1979). Paleomagnetism and the early magmatic history of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Geophys.*, 46, 319-334.
- TAUXE, L., & D. KENT (2004), A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar?, In: *Timescales of the Internal Geomagnetic Field*, *Geophys.e*

- Monogr. Ser.*, vol. 145, edited by J. E. T. C. Channell et al., pp. 101–115, AGU, Washington, D. C.
- THOUVENY, N. (1987). Variations of the relative palaeointensity of the geomagnetic field in western Europe in the interval 25-10 ka as deduced from analyses of lake sediments, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91, 123–142.
- VALET, J.P. & SOLER, V. (1999). Magnetic anomalies of lava fields in the Canary Islands. Possible consequences for paleomagnetic records. *Phys. Earth Planet. Int.*, 115, 109-118.
- VEROSUB, K.L. (1977). Depositional and post-depositional processes in the magnetization of sediments, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 129–145.
- WATTS, A.B. (1994). Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the listosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophysical Journal International*, 119, 648-666.
- WILSON, J.T. (1973). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 41, 863-870.