

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

PROPIEDADES MAGNETICAS Y PALEOMAGNETISMO DE UNA SECUENCIA  
VOLCANICA MIO-PLIOCENICA DE LA ISLA DE LA GOMERA (ISLAS CANARIAS,  
ESPAÑA)

CACCAVARI GARZA ANA LUZ

Directores: Avto Gogishchiashvili

Manuel Calvo Rathert



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## ÍNDICE

<b>Resumen .....</b>	<b>1</b>
<b>Introducción.....</b>	<b>2</b>
<b>Capitulo 1. Conceptos básicos de geomagnetismo.....</b>	<b>4</b>
<b>Capitulo 2. Conceptos básicos de magnetismo de rocas y minerales.....</b>	<b>12</b>
<b>Capitulo 3.....</b>	<b>22</b>
<b>Capitulo 4. Fluctuaciones del Campo Magnético de la Tierra: desde variación secular hasta inversiones.....</b>	<b>30</b>
<b>Capitulo 5. Contexto Geológico de las Islas Canarias.....</b>	<b>37</b>
<b>Capitulo 6. Origen y formación de los edificios volcánicos de la Isla de la Gomera.....</b>	<b>45</b>
<b>Capitulo 7. Muestreo.....</b>	<b>54</b>
<b>Capitulo 8. Metodología y procedimientos experimentales.....</b>	<b>59</b>
<b>Capitulo 9. Análisis y discusión de resultados.....</b>	<b>67</b>
<b>Conclusiones.....</b>	<b>83</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>85</b>

# Resumen

En este trabajo se presentan los resultados paleomagnéticos y de magnetismo de rocas obtenidos en muestras pertenecientes a una secuencia Neógena de 11 flujos de lava sucesivos y un dique de la Isla de la Gomera (Islas Canarias, España). El análisis de las curvas termomagnéticas permite catalogar en tres tipos de muestra: i) Tipo H, muestras con titanomagnetita con bajo contenido de Ti como único portador de remanencia; ii) Tipo M, muestras con una fase principal de temperatura de Curie intermedia ( $T_c=450^\circ\text{C}$ ) y otra con titanomagnetita de bajo contenido de Ti; iii) Tipo L, muestras con una fase de baja temperatura de Curie ( $T_c=120^\circ$  a  $200^\circ\text{C}$ ) y otra fase con temperatura de Curie intermedia ( $T_c=400^\circ\text{C}$ ). El análisis de los parámetros de la curva de histéresis sugiere que el tamaño de grano de la mayoría de las lavas estudiadas corresponde a partículas de dominio pseudosimple, que puede ser interpretado también como una mezcla de partículas de dominio simple y multidominio. Los experimentos paleomagnéticos revelan una única componente paleomagnética. La remanencia característica de todos flujos de lava estudiados y el dique, muestra polaridad invertida. La dirección media es  $D = 188,2^\circ$ ,  $I = -35,4^\circ$  ( $k=46,9$ ;  $\alpha_{95} = 6,4^\circ$ ) y los polos paleomagnéticos calculados muestran una longitud  $\lambda = 150,7^\circ$  Este y una latitud  $\phi = 78,8^\circ$  Norte ( $k=59,4$ ;  $A_{95} = 5,7^\circ$ ). Se ha analizado la variación secular a partir de la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGP). La dispersión de los VGP es  $S_B = 5,9$ , con un límite de confianza superior  $S_{up}=8,0$  y un límite de confianza inferior  $S_{low}= 4$ . 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. Para estimar la duración de dicho intervalo, se compararon los resultados paleomagnéticos con datos geomagnéticos actuales del observatorio de Güimar en Tenerife y del Campo de Referencia Geomagnética Internacional (IGRF). La emisión de las lavas pudo durar de 6 a 9 siglos.

# Introducción

El campo magnético terrestre está caracterizado por un cambio ininterrumpido de su dirección e intensidad. Se distinguen diferentes tipos de cambios, dependiendo de su magnitud, duración y carácter global o regional. Las inversiones y excursiones geomagnéticas del campo son las variaciones de mayor amplitud y duración que presenta el campo. Por otro lado, la variación secular está caracterizada por un cambio menor y más continuo de la dirección e intensidad del campo. Afecta, tanto a la componente dipolar, como la no dipolar, y generalmente, incluye cambios del campo geomagnético terrestre con escalas de tiempo que se presentan en un rango de  $10^2$  a  $10^5$  años.

El ritmo de la variación secular y las inversiones del campo está fuertemente influenciado por la naturaleza y las variaciones laterales del límite entre el manto y el núcleo (e.g., Glatzmaier and Roberts, 1997; Kuang and Bloxham, 1997). El estudio de las variaciones de dirección e intensidad del campo geomagnético en tiempos geológicos nos proporciona información importante para poder entender mejor el proceso que rige el funcionamiento de la geodinamo, el movimiento de los fluidos en el núcleo y la conductividad eléctrica del manto.

Aunque los registros de los observatorios geomagnéticos sólo existen para los últimos 400 años, la propiedad que presentan las rocas y los materiales arqueológicos para retener la magnetización remanente, que es esencialmente paralela a la dirección del campo magnético al momento en que fue adquirida esta magnetización, da la posibilidad de obtener información acerca de las características del campo geomagnético en tiempos mucho más lejanos. Las rocas sedimentarias ofrecen un registro magnético continuo, por lo mismo, un registro ininterrumpido de las variaciones del campo geomagnético, pero las características específicas de la magnetización remanente de las rocas sedimentarias, deposicional (DRM) o post-deposicional (pDRM), pueden obstaculizar la obtención de datos confiables del registro de la variación (Verosub, 1977; Lund and Banerjee, 1979; Thouveny, 1987). Por otra parte, la magnetización termorremanente (TRM) de las rocas volcánicas ofrece un registro instantáneo y muy confiable del campo magnético terrestre (por ejemplo, Prévot et al., 1985) y además las rocas volcánicas pueden aportar datos de paleointensidad absoluta. Pero debido a que se encuentran ligadas a las erupciones volcánicas, se obtiene un registro magnético discontinuo. Sin embargo, debido a que las rocas volcánicas ofrecen una imagen real del campo magnético terrestre, el estudio de los flujos de lava emitidos en intervalos de tiempo relativamente cortos, resulta del mayor interés.

Un método para estimar la variación paleosecular (PSV) consiste en el cálculo de la desviación angular estándar (ASD) de los polos geomagnéticos virtuales (VGPS) de una localidad dada. El concepto de polo geomagnético virtual se tratará en el siguiente capítulo. Este método es ampliamente usado debido a que existen diversos modelos que combinan las componentes dipolares y no dipolares que predicen las características de ASD de los PSV en función de la latitud (McFadden et al., 1988, 1991). El hecho de que las rocas volcánicas registren las inversiones del campo geomagnético se conoce desde las contribuciones de David Brunhes en 1907. La escala de tiempo de las polaridades geomagnéticas (GPTS) está actualmente determinada desde al menos los últimos 160 Ma (Opdyke, 1996, Bergreen, 1995, Harland, 1990, Cande y Kent 1992 y 1995 Gradstein, 2004.). Sin embargo, los cambios de polaridad y las excursiones del último millón de años son aún objeto de debate (Petronille et al. 2005). Cox (1968) predijo que deben existir muchos eventos geomagnéticos (excursiones o intervalos cortos de inversiones) dentro del cron Brunhes. La escala de tiempo de las inestabilidades geomagnéticas (GITS) más reciente, propuesta por Singer et al. (2002) para describir la geocronología de las excursiones, muestra evidencia de la existencia de 14 excursiones en el cron Brunhes. De cualquier modo, solo 5 eventos (Laschamps, Blake, Jamaica, Calabrian Ridge y Big Lost) han sido documentados con estudios paleomagnéticos de alta resolución geocronológica, a través del estudio de rocas volcánicas.

En este trabajo se discuten los resultados paleomagnéticos y de magnetismo de rocas obtenidos de muestras pertenecientes a una secuencia Neógena de flujos de lava basálticos de la isla de La Gomera (Islas Canarias, España)

# Capítulo 1

## Conceptos básicos de geomagnetismo

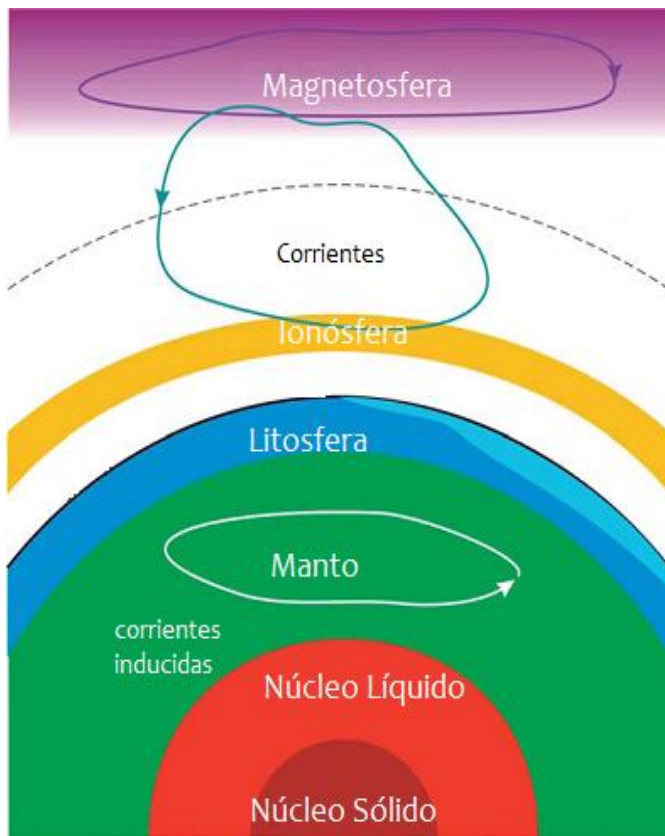
La Tierra cuenta con diversos elementos que le dan las características que la definen como es. Una de éstos es la presencia de un campo magnético, producido por diversas fuentes, tanto del interior de la Tierra como del exterior de la misma, y debido a que no se encuentran totalmente establecidas, siguen siendo objeto de estudio, tratado de entender el origen que tiene el campo en el propio planeta Tierra, los efectos que genera el Sol sobre este campo, y las características y comportamientos que presenta a lo largo del tiempo, así como los efectos que tiene sobre nuestro planeta.

Se sabe, que las fuentes que originan el campo magnético terrestre difieren en su naturaleza y su localización y se reconocen cuatro fuentes principales,

- a. el campo principal, generado en el núcleo fluido de la tierra, funcionando como dinamo autoexcitada.
- b. el campo cortical, generado por la magnetización de las rocas de la corteza.
- c. el campo externo, producido por corrientes eléctricas provenientes de la ionosfera y magnetosfera, provenientes de la interacción de la radiación solar electromagnética y el viento solar, y el campo magnético de la Tierra.
- d. el campo magnético resultante de un proceso de inducción electromagnética generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y en la parte superior del manto por variaciones externas de campo.

De todos los anteriores, el campo más intenso es el que se produce en núcleo (en un rango de 30.000 nT en el Ecuador y 60.000 nT en los polos correspondiendo a un proceso de dinamo autoexcitada. Este campo, generado en el interior, es conocido como Campo Principal y presenta cambios en periodos de tiempo muy amplios, del orden de siglos, por lo que se denominan variación secular. Es principalmente dipolar, pero también presenta componentes no dipolares.

El campo cortical, producido por las rocas magnetizadas, se encuentra principalmente en la corteza, aunque no exclusivamente. Varía en función de su ubicación, en rangos de fracciones de nanoteslas hasta miles de nanoteslas. Estas variaciones tan grandes de un lugar a otro, se deben a las características del campo magnético en el momento que se magnetizaron estas rocas, y a las características de las propias rocas (mineralogía magnética, fracción de minerales magnéticos del total de la roca).



A la suma del campo principal y el campo cortical, se le conoce como campo interno, debido a que ambos tienen su origen en el interior de la Tierra. Como ya se mencionó, además del campo generado por las fuentes internas, también existe un campo externo, producido por sistemas de corrientes eléctricas en la ionósfera y la magnetosfera. Su origen físico se puede describir en términos de corrientes conducidas por el proceso de dinamo en el plasma de la ionósfera, que se mueve dentro del campo principal y que genera corrientes producidas por el movimiento de las partículas cargadas viajando en la magnetosfera. Estos dos sistemas de

corrientes son muy diferentes pero, están acoplados entre sí.

Fig1.1 Diagrama sobre el origen de las contribuciones al campo magnético terrestre..



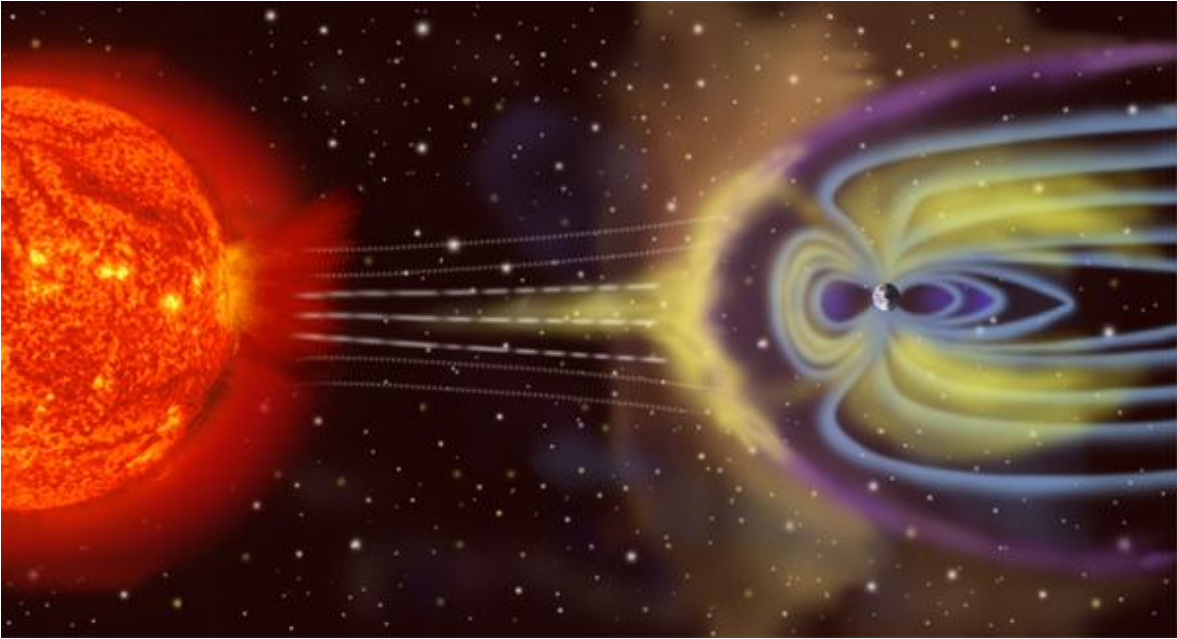


Fig 1.2. Imagen de la interacción del Sol con el Campo Magnético Terrestre

El campo producido en la ionosfera es conocido como campo ionosférico, mientras que el producido por las corrientes magnetosféricas, se conoce como campo magnetosférico. Sus magnitudes pueden presentar grandes cambios con el tiempo, muy pequeñas en días magnéticamente tranquilos con magnitudes muy pequeñas en la noche y picos en el día, ocasionados por algunos cambios en las corrientes de la ionosfera. Y en días magnéticamente perturbados, tanto los campos magnetosféricos como los ionosféricos se hacen más dinámicos, resultando en un campo externo que puede alcanzar magnitudes de miles de nanoteslas y cambiar en escalas de tiempo de fracciones de segundo hasta algunos días.

Las corrientes eléctricas pueden observarse también en el manto y en la corteza. Éstas surgen debido a una débil conductividad de las rocas, que reaccionan a un campo que varía con el tiempo. El resultado de estas corrientes inducidas es la producción de lo que se refiere como campos inducidos. Las corrientes inducidas por el campo principal son difíciles de percibir mientras que las producidas por el campo externo, son más sencillas de observar. También existen corrientes inducidas por las aguas saladas de los océanos, aunque son muy débiles.

El límite en el cual se encuentra confinado el campo magnético terrestre es la magnetopausa. Fuera de este límite, se encuentra el campo magnético interplanetario, producido por el Sol y transportado por el plasma conocido como viento solar.

De esta forma se obtiene como resultado final un Campo Magnético Terrestre

resultado de la superposición de varios campos con orígenes diversos.

### **Origen del Campo Magnético Principal**

Se considera que el campo principal está originado por corrientes de convección del fluido que existe en la parte externa del núcleo del planeta, que está compuesto de hierro, níquel y algunos otros componentes más ligeros. La fuente de esta convección aún no se conoce con certeza, pero se cree que es en parte debida al enfriamiento del núcleo y en parte debida a la densidad del fluido de hierro/níquel del núcleo externo causado por el enfriamiento del núcleo interno, que es de hierro puro. Los movimientos del fluido conductor en el núcleo externo están controlados por la densidad del líquido, por el giro de la Tierra sobre su eje y por la interacción del fluido conductor con el campo magnético.

#### ***Interacción del campo magnético con su entorno.***

El estudio del campo magnético se utiliza tanto para descifrar la dinámica del interior de la Tierra, como la del espacio que la rodea. Los datos geomagnéticos son utilizados para mapeos geofísicos, exploración minera, mitigación del riesgo y diversas aplicaciones más.

Debido a su interacción con la atmósfera, la biosfera, el manto profundo e incluso el núcleo interno, existe un gran interés en estudiarlo, y a continuación se exponen como ejemplo algunas de las razones que motivan su estudio en cada una de estas áreas:

#### ***Interacción con la atmósfera***

En la atmósfera se producen isótopos radiactivos del carbono, berilio y cloro por el bombardeo de rayos cósmicos. El decaimiento de estos isótopos es utilizado con propósitos de fechamiento en una gran variedad de disciplinas. Existen grandes variaciones en las edades predichas en anillos de árboles, capas de hielo, fechamiento U/Th y los fechamientos obtenidos por el radiocarbono. Algunas de estas variaciones pueden ser ocasionadas por cambios en el balance del carbono entre la atmósfera y el océano profundo (que es un reservorio de carbono “antiguo”) y algunas pueden ser ocasionados por cambios en la intensidad del campo magnético. Debido a que el campo magnético protege a la atmósfera de los rayos cósmicos, los cambios en la intensidad del campo magnético derivan en cambios de producción y por lo tanto el estudio del campo magnético es necesario para obtener fechamientos de calidad.

#### ***Interacción con la biosfera:***

Existen diversas formas de vida que producen cristales magnéticos, como es el

caso de la bacteria magneto-táctil, que tiene pequeños imanes que utiliza para su orientación. Existen muchos animales que utilizan el campo magnético como líneas de orientación para la navegación.

#### ***Interacción con el manto profundo:***

Los estudios de ondas sísmicas han demostrado grandes variaciones en las velocidades sísmicas cerca de la frontera entre el manto y el núcleo. Se presentan anillos de máxima velocidad en el contorno del Océano Pacífico, lo que refleja la influencia de la presencia de las placas que han subducido y que tiene menores temperaturas que su entorno. El campo magnético se genera en el núcleo externo. La convección provoca gran dependencia del gradiente térmico en la parte externa del núcleo, por lo que se cree que las temperaturas pueden tener un efecto sobre el campo magnético (Glatzmaier et al., 1999).

#### ***Interacción con el núcleo interno:***

Mediante el uso de simulaciones numéricas se predijo que los procesos de generación del campo magnético interactúan con el núcleo interno de modo tal que lo hacen girar de manera más rápida que el resto de la Tierra (Glatzmaier y Roberts, 1996).

#### ***Variaciones del campo magnético:***

Existen diversas variaciones del campo magnético terrestre (inversiones, excursiones y variación secular). El estudio de la variación secular permite definir las características espaciales y temporales del campo geomagnético. Como es el caso del arqueomagnetismo, que comprende periodos de tiempo tanto históricos, basados en datos de observatorios, como tiempos geológicos, basados en el estudio de rocas volcánicas y sedimentarias. También existen diversos estudios que documentan la disminución de la intensidad del campo, lo que crea la especulación de que el campo magnético podría estar iniciando un cambio de polaridad (Tauxe, 2005)

#### ***Aplicaciones tectónicas y magnetoestratigráfica:***

Los datos paleomagnéticos normalmente son una componente crítica en investigaciones tectónicas y magnetoestratigráficas. En el ámbito tectónico, sirven para determinar movimientos de continentes o unidades tectónicas regionales o locales ya que tienen un sistema de referencia externo como lo es el dipolo axial y geocéntrico. Y en la magnetoestratigrafía aportan límites temporales al realizar fechamientos relativos.

#### **Parámetros para la representación del campo magnético.**

El campo de origen interno a su vez se puede dividir en una parte dipolar y otra no dipolar. La parte dipolar supone en la mayoría de los casos el 90% del campo observado. Aunque el campo de un dipolo es aproximadamente igual al campo magnético de la Tierra, el campo magnético terrestre presenta considerables irregularidades, de modo que existe cierta diferencia entre él y el campo generado por un dipolo. Esta diferencia corresponde al campo no dipolar o anomalía geomagnética

El campo magnético se puede representar mediante los siguientes elementos (Figura 1.3)

- Declinación: es el ángulo comprendido entre el norte magnético local (a donde apunta la brújula) y el norte verdadero (o norte geográfico). Va de 0 a 360 °
- Inclinación (I): ángulo que forma el vector de campo con el plano horizontal, varía de -90 ° a 90°.
- F, que es la intensidad del campo magnético. Se puede expresar con el flujo magnético B, medido en Teslas

El vector de campo magnético puede representarse en un sistema cartesiano, utilizando coordenadas x, y, z o coordenadas esféricas D, I, F.

Considerando el punto de medición como el origen de un sistema cartesiano de referencia, el eje x, es el meridiano geográfico dirigido hacia el norte, el eje y, es el paralelo dirigido hacia el este, y el eje z, es el vertical dirigido hacia abajo. (Figura 3)

Las tres componentes son llamadas, X, Y y Z, con lo que tenemos

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \quad \text{y} \quad H = \sqrt{X^2 + Y^2}$$

Siendo F, la componente total y H, la componente horizontal. Estos elementos nos proporcionan tanto la declinación D como la inclinación I. I corresponde al ángulo entre F con el plano horizontal, y D, la declinación, al ángulo entre H, la componente horizontal, y el eje X, Las relaciones que existen entre estos valores son las siguientes

$$H = F \cos I; \quad Z = F \sin I; \quad Z = H \tan I; \quad X = H \cos D; \quad Y = H \sin D;$$

Con tres de estas cantidades es suficiente para definir el campo magnético terrestre.

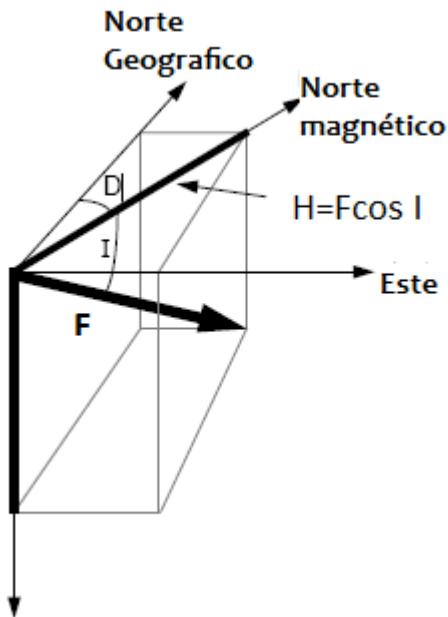


Fig 1.3. Diagrama de las componentes del campo magnético terrestre.

I y D, son conceptos básicos en el estudio del campo magnético, ya que definen la dirección del campo en un momento determinado, y los cambios en una u otra nos sirven para estudiar las variaciones que presenta. Igualmente el estudio de la intensidad F, resulta de gran interés para conocer las características temporales y espaciales del campo magnético

### Hipótesis del GAD

El modelo del dipolo geocéntrico axial (*Geocentric axial dipole*, GAD) es un modelo muy simple en el cual los ejes geográficos y geomagnéticos coinciden y por lo tanto en cualquier lugar de la superficie la latitud paleomagnética promediada es igual a la latitud geográfica.

El modelo del GAD fue introducida por primera vez por Hospers (1954) como una manera de definir un campo promediado en el tiempo y como un método para analizar datos paleomagnéticos.

Esta hipótesis dice, que cuando el campo magnético es promediado sobre un intervalo de tiempo suficientemente grande, coincidirá con el esperado por un modelo geocéntrico axial dipolar.

Considerando que  $m$  es el momento magnético del GAD, y  $a$  es el radio de la Tierra,  $H$  y  $Z$ , son las componentes horizontales y verticales de CMT en una latitud  $\lambda$  y están dadas por:

$$H = \mu_0 m \cos \lambda / 4\pi a^2$$

$$Z = 2 \mu_0 m \sin \lambda / 4\pi a^2$$

Mientras que el campo total esta dado por

$$F = (H^2 + Z^2)^{1/2} = \mu_0 m (1 + 3 \sin^2 \lambda) / 4\pi a^2$$

Como  $Z/H$  es la tangente de la inclinación magnética

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

Y por definición  $D = 0^\circ$

La colatitud  $p = 90^\circ - \lambda$  se relaciona con la inclinación mediante la siguiente expresión

$$\tan I = 2 \cot p \quad (0 \leq p \leq 180)$$

### **Polos paleomagnéticos**

La posición donde los ejes del dipolo en un promedio de tiempo cortan la superficie en la Tierra, se llama polo paleomagnético y se define en una malla de latitud y longitud. Los polos paleomagnéticos hacen posible comparar los resultados de diferentes localidades, debido a que son independientes de la posición geográfica del lugar de muestreo. . Estos polos son el parámetro más útil derivado del GAD. Si se conoce la dirección mediana  $D_m$ ,  $I_m$  de una localidad donde se realiza el muestreo, con una latitud y longitud  $(\lambda_s, \phi_s)$ , las coordenadas del polo se pueden calcular fácilmente, como se explicará más adelante.

# Capítulo 2.

## Conceptos básicos de magnetismo de rocas y minerales

Para realizar el estudio del campo magnético terrestre, no basta con conocer únicamente el campo actual, o el medido directamente por el hombre, que abarca los últimos 400 años, ya que para poder definir sus características y los cambios que presenta, es necesario tener un rango de estudio mayor. El paleomagnetismo es el estudio del campo magnético en el curso del tiempo geológico, y se basa en la capacidad que tienen prácticamente todas las rocas aunque sólo ciertos minerales de retener la magnetización de su momento de formación.

Para determinar el campo magnético del pasado, es necesario medir la magnetización remanente que contienen las rocas y minerales. Esto es posible debido a la relación directa que existe entre el campo magnético (B) y la magnetización remanente (M) que se adquirió con dicho campo. Normalmente sus direcciones son paralelas, y sus intensidades son proporcionales. La constante de proporcionalidad que las relaciona queda determinada por las propiedades magnéticas de las rocas y minerales y es independiente de la intensidad del campo imantador en el caso de campos  $B < 100 \mu\text{T}$ . Las magnetizaciones remanentes pueden perdurar durante periodos de tiempo de órdenes de magnitud geológicos, es decir, cientos o incluso miles de millones de años.

Los tres principios básicos en los que se basa el paleomagnetismo son, como ya se menciono arriba, que:

- (i) las direcciones de la magnetización de las rocas son paralelas a la del Campo Magnético Terrestre en el momento de su formación.
- (ii) la magnetización primaria se puede conservar total o parcialmente a lo largo de tiempo
- (iii) el campo magnético terrestre se comporta como un dipolo geocéntrico axial si se promedia sobre periodos de tiempo suficientemente largos.

### Conceptos básicos

## Histéresis

Un concepto fundamental en el paleomagnetismo es la histéresis, que describe la irreversibilidad del proceso de magnetización.

El término de histéresis en general describe un efecto de rezago de su causa u origen, pero de manera más específica, la histéresis magnética es la propiedad de los materiales ferromagnéticos que causa que la magnetización de ese material, sea fuertemente dependiente de su historia magnética.

Al aplicar el campo, unos spines se incrementan a costa de otros de spines acoplados. Debido a que el proceso requiere la misma cantidad de energía para el campo en la dirección contraria, un ciclo completo, regresa al sistema a su estado original de magnetización, pero con una cantidad de energía gastada, proporcional a un área encerrada en el ciclo.

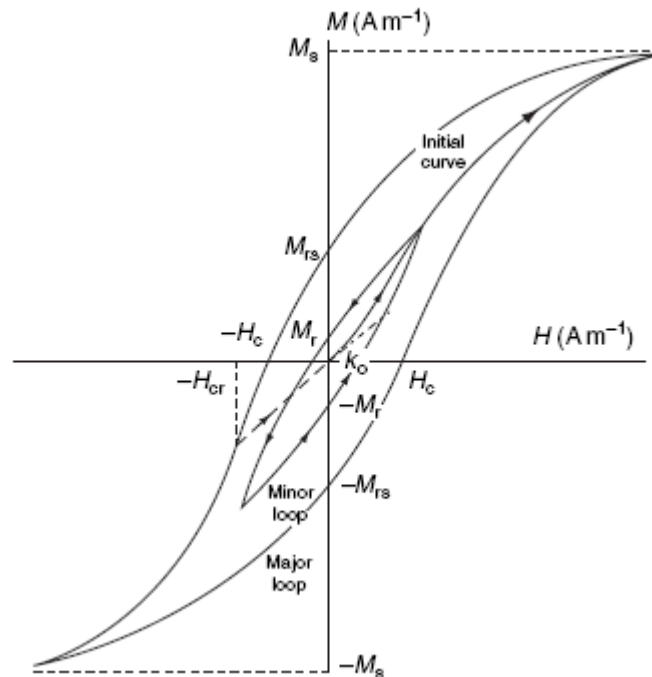


Fig.2.5 Curva de magnetización inicial y curvas de histéresis mayores y menores.  $k_o$  (susceptibilidad inicial),  $M_s$  (magnetización de saturación),  $M_{rs}$  (magnetización de remanencia),  $M_r$  (remanencia isoterma, bucle menor),  $H_c$  (campo coercitivo, ) y  $H_{cr}$  (coercitividad de remanencia). El campo inverso en  $H_{cr}$  trae a la muestra a una magnetización cero (línea punteada)

Para obtener un ciclo de histéresis completo, la magnetización  $M$  de una muestra esta medida como función de un campo externo inducido  $H$ , que es cíclico, desde 0 hasta el máximo valor positivo, de regreso a 0 hasta el máximo negativo y luego de regreso al máximo valor positivo.



La magnetización se mide normalmente solo en una dirección del campo inducido por los que ambas cantidades se miden como escalares.

Si la amplitud del campo  $H_{max}$  en la medición de la histéresis es suficientemente alta, este ciclo define 4 cantidades básicas

1)  $M_s$ , magnetización de saturación, que es la magnetización máxima de una muestra en presencia de un campo externo.

2)  $M_r$ , magnetización de saturación remanente, es la magnetización máxima de una muestra en campo cero que conserva una muestra después de haber sido saturada y posteriormente haber anulado el campo

3)  $H_c$ , campo coercitivo, es el máximo campo donde la magnetización cero es posible.

4)  $E_{hys}$ , el trabajo total de la histéresis, que corresponde al área del ciclo

Otro campo registrado, es el  $H_{cr}$ , que corresponde a la coercitividad de remanencia, que es el campo (opuesto) aplicado, que una vez que se anula, logra que  $M_r$  se reduzca a cero.

La magnetización de un material es la densidad de momentos dipolares magnéticos:

$$\mathbf{M} = \frac{d\mathbf{m}}{dV}$$

En la mayoría de los materiales, la magnetización aparece cuando se aplica un campo magnético a un cuerpo

Un concepto básico del paleomagnetismo, es la susceptibilidad magnética,  $\chi$ , que puede ser considerada como la “magnetizabilidad” de una sustancia, es decir la capacidad que tiene una sustancia de adquirir una magnetización.

$$M_i = \chi H$$

Donde  $M_i$  es la magnetización inducida. Se considera que  $M_i$  es paralelo a  $H$ , ya que aunque debido a la anisotropía pierde esta condición de paralelo, puede despreciarse porque que es muy débil

En una sustancia anisotrópica, un campo magnético aplicado en una dirección, induce una magnetización, que no es paralela a dicha dirección. Para sustancias anisotropicas, la susceptibilidad magnética se expresa por el tensor  $\chi$ , necesitando una matriz de 3 x 3 para su descripción completa.

El campo magnético total en un punto, debido a un campo aplicado  $H$  y el campo que genera una sustancia magnetizada por  $H$ , está descrito por la ecuación

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H} + \mu_0 \mathbf{J}$$

Donde  $B$  es la inducción magnética (en Teslas),  $H$  es la intensidad de campo magnético ( $A \cdot m^{-1}$ ),  $J$  la magnetización ( $A \cdot m^{-1}$ ) o el momento magnético por unidad de volumen.

Desde un punto de vista magnético, los materiales pueden clasificarse en diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos.

### **Diamagnetismo**

El diamagnetismo es una propiedad de todos los materiales: es la

magnetización debida a la precesión de Larmor que se produce cuando los momentos magnéticos orbitales de los electrones describen un movimiento de precesión en torno a la dirección del campo aplicado. La dirección del momento magnético resultante por unidad de volumen, o magnetización,  $M$ , es opuesta a  $H$ , el campo magnético aplicado, dando como resultado una susceptibilidad magnética negativa

$$K_d = \Delta M / \Delta H < 0$$

La susceptibilidad magnética diamagnética es extremadamente débil y es fácil de ocultarse si existe cualquier otro tipo de magnetización. De cualquier modo, es independiente de la temperatura.

Los materiales puramente diamagnéticos más comunes son: el bismuto metálico, el hidrógeno, el helio y los demás gases nobles, el cloruro de sodio, el cobre, el oro, el silicio, el germanio, el grafito, el bronce y el azufre.

### **Paramagnetismo**

El paramagnetismo es la tendencia de los momentos magnéticos libres (spin u orbitales) a alinearse paralelamente a un campo magnético. Cuando no existe ningún campo magnético externo, estos momentos magnéticos están orientados al azar. En presencia de un campo magnético externo tienden a alinearse paralelamente al campo, pero esta alineación está contrarrestada por la tendencia que tienen los momentos a orientarse aleatoriamente debido al movimiento térmico.

Todos los elementos de numeración impar tienen al menos un spin no apareado y por lo tanto un momento magnético permanente. Los elementos de transición, en particular Fe, Co y Ni, tienen múltiples electrones no apareados 3d, y cuentan con un momento magnético permanente. Estos momentos magnéticos sólo interactúan entre sí de forma muy débil y en ausencia de un campo externo están orientados al azar, resultando en una magnetización nula. En presencia de un campo magnético externo, tienden a orientarse de forma paralela al campo.

La susceptibilidad paramagnética es dependiente de la temperatura, debido a que la agitación térmica se opone al efecto de alineamiento del campo  $H$ . La teoría de Langevin predice que la magnetización  $M$  es paralela a  $H$  y varía de forma inversamente proporcional a la temperatura como  $H/T$ , dando una susceptibilidad magnética positiva y pequeña

$$K_p(T) = \partial M(H, T) / \partial H \approx 1/T$$

A temperaturas ordinarias, las susceptibilidades paramagnéticas, que son positivas, son de alrededor de 1-2 ordenes de magnitud mayores que las susceptibilidades diamagnéticas.

## **Ferromagnetismo**

El ferromagnetismo es un fenómeno físico en el que se produce ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de una muestra, en la misma dirección y sentido. Un material ferromagnético es aquel que puede presentar ferromagnetismo. La interacción ferromagnética es la interacción magnética que hace que los momentos magnéticos tiendan a disponerse en la misma dirección y sentido. Las fuerzas de interacción entre los iones de los elementos de transición como fierro níquel y cobalto, originan que los momentos magnéticos del spin de los electrones se alineen. Actúan en distancias del orden de  $\mu\text{m}$ , formando dominios magnéticos. Dentro del dominio, los momentos del spin son paralelos y producen un momento magnético espontáneamente, incluso en ausencia de campo. La intensidad de las fuerzas de canje depende de las distancias inter-atómicas. Las distancias aumentan conforme las temperaturas aumentan, entonces la superposición de orbitales contiguos se reduce y las fuerzas de intercambio disminuyen. Se hacen cero a una temperatura  $T_c$ , conocida como temperatura de Curie, que es característica de cada sustancia. Es el punto en el que la energía de agitación  $E_t$  es mayor que la energía de canje  $E_{ex}$ ,  $E_t > E_{ex}$ . Hay que considerar que la susceptibilidad ferro magnética no es constante,

$$k_f = dM/dH$$

aunque generalmente se incrementa conforme se incrementa  $H$  (hasta que  $H$  ésta se invierte). Esto corresponde al proceso de la curva de histéresis, que se explica más adelante.

## **Antiferromagnetismo y Ferrimagnetismo**

El antiferromagnetismo es el ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de una muestra, en la misma dirección pero en sentido inverso. La interacción antiferromagnética es la interacción magnética que hace que los momentos magnéticos tiendan a disponerse en la misma dirección y en sentido inverso, cancelándolos si tienen el mismo valor absoluto, o reduciéndolos si son distintos. Hay dos subredes. Dentro de cada red se produce la interacción de canje, dando lugar a ferromagnetismo. Entre las dos subredes y a través de los iones de oxígeno, se produce la interacción de “supercanje”, que produce la orientación antiparalela de momentos

magnéticos adyacentes, pero pertenecientes a diferentes subredes.

El ferrimagnetismo es un fenómeno físico en el que se produce ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de modo que no todos los momentos magnéticos de una muestra están alineados en la misma dirección y sentido.

En los minerales ferromagnéticos, los momentos de los átomos vecinos están acoplados de manera paralela y el origen de la magnetización espontánea es obvio. Pero en los minerales magnéticos únicamente hierro y hierro-níquel son ferromagnéticos y se encuentran principalmente en otros planetas o meteoritos. La magnetita y el hematita, los minerales magnéticos más comunes en la tierra, son respectivamente ferrimagnéticos y antiferromagnéticos, que son términos usados por Neel (1984) para describir nuevos estados de la materia refiriéndose a un intercambio negativo de acoplamiento.

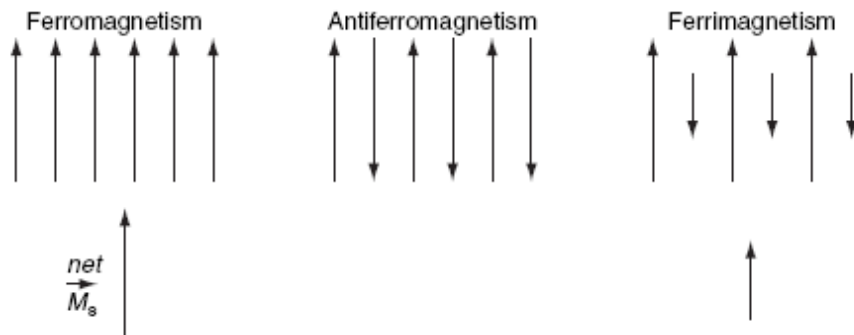


Fig 2.1., representación esquemática del spin en minerales ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos.

### Dominios magnéticos

En las rocas, los minerales ferromagnéticos se presentan en forma de granos dentro de una matriz formada mayormente por minerales diamagnéticos y paramagnéticos. Para realizar un análisis completo de la roca, es necesario tener en cuenta las propiedades magnéticas de los granos, así como de la matriz que los contiene.

El dominio magnético, corresponde a cada una de las zonas de un grano de material en la que existe una dirección de magnetización predominante. Cuando el grano crece, una estructura monodominio ya no se puede sostener desde un punto de vista energético y se forman otros dominios. Esto se debe al balance de energía, que depende de la magnetización de saturación y de la forma de grano y de las paredes de Bloch.

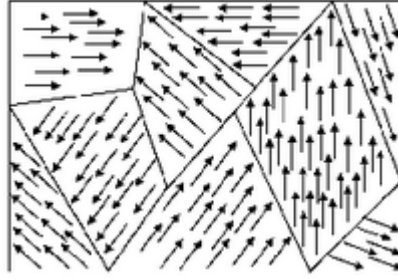


Fig.2.2. Ejemplo de los dominios magnéticos

Un dominio sencillo SD está formado por una partícula con magnetización uniforme, lo que equivale a que la magnetización resultante  $M$  sea igual a la saturación  $J_s$ . Los momentos magnéticos pueden ser vistos como dipolos magnéticos cuya distribución hace que una esfera tenga carga magnética negativa y otra positiva. Dado que las cargas tienden a repelerse, existe una energía almacenada que se llama magnetoestática, que si la magnetización es uniforme, es proporcional a  $M_s^2$ . Bajo este supuesto,  $M=Mr$  los materiales con una magnetización de saturación tienen una gran energía magnetoestática.

La formación de varios dominios dentro de un mismo grano hace disminuir la energía magnetoestática ya que el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas es más pequeño y las cargas de signo opuesto están más cerca. Aunque dentro de cada dominio la magnetización sigue siendo  $M_s$ , el grano adquiere en su conjunto una magnetización  $M$  en función de  $M_s$ .

Los diferentes dominios están separados por regiones conocidas como "Paredes de Bloch" que son un volumen estrecho de transición entre dos dominios magnéticos. En esa transición, los dipolos giran desde la orientación inicial en un dominio hasta la orientación del dominio situado del otro lado de la pared (pared no entendida como simple "separación", sino como zona de transición de los dipolos magnéticos) o hasta la orientación impuesta por un campo externo, en su caso.

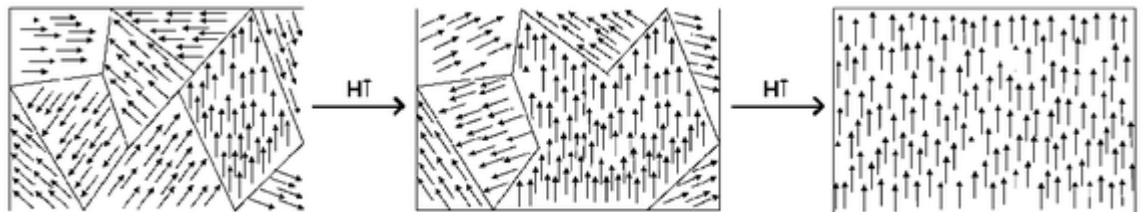


Fig 2.3. las paredes de Bloch, separan secciones cuyos direcciones no coinciden, dando lugar a monodominios.

## Minerales magnéticos

Los minerales portadores de magnetización remanente son ferromagnéticos en el sentido amplio del término, y son principalmente óxidos de hierro y de titanio. Una gran parte de ellos se observan representados en el diagrama ternario FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> y se agrupan en tres familias principales

1. La solución sólida magnetita-ulvoespinela (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>) son titanio-magnetitas con estructura de espinela invertida, muy comunes en rocas de origen volcánico. La T<sub>c</sub> de la titanomagnetita, disminuye linealmente según la composición química, a partir de ~ 575 ° para la magnetita hasta 153°C para la ulvoespinela. Esta última es paramagnética a temperatura ambiente (O'Reilly, 1984)
2. La serie de titanomaghemitas (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>5</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) corresponde a las titanio-magnetitas oxidadas a bajas temperaturas. Su estructura es similar a la magnetita, con la diferencia de que tiene sitios vacantes. Durante el calentamiento se transforma en titanohematites, pasando de una estructura cristalina cúbica ferrimagnética, a una estructura romboédrica antiferromagnética. Esta transformación es irreversible, y ocurre principalmente entre los 300 y 400 °C, temperaturas inferiores a su temperatura de Curie.
3. La solución sólida hematites-ilmenita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> FeTiO<sub>3</sub>). Sus miembros tienen estructura cristalina romboédrica y sus propiedades son variables según la composición química. Para ciertas composiciones se presenta un acoplamiento negativo entre los iones de Fe 3+ por lo que esta serie tiene propiedades antiferromagnéticas, lo que resulta en un ferromagnetismo residual débil. Gracias a ese ferromagnetismo débil, el hematites puede portar magnetización remanente. Las estimaciones de la temperatura de Neél del hematites varían entre los 675° y 685°C, y la ilmenita tiene una temperatura de Curie de aproximadamente -200 °C,(en concreto, 56K) y por tanto es paramagnética a temperatura ambiente (Stacey y Banerjee, 1974)

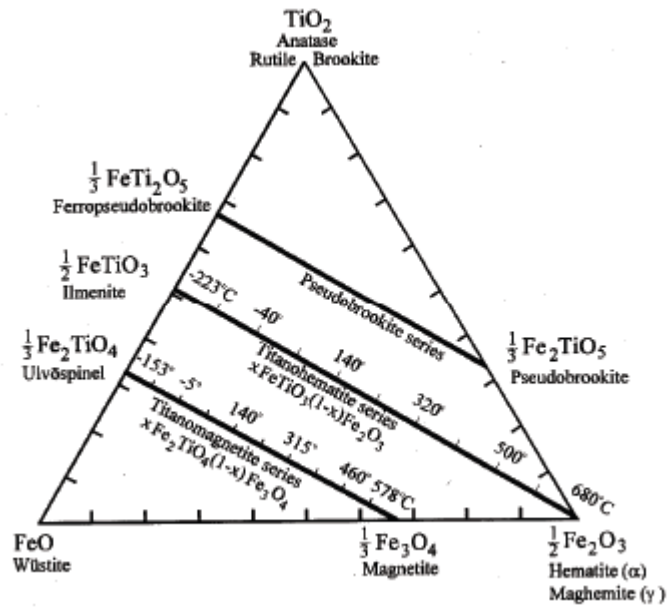


Fig 2.4. Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio



# Capitulo 4.

## Fluctuaciones del Campo Magnético de la Tierra: desde variación secular hasta inversiones.

El campo magnético de la Tierra presenta variaciones de diversos tipos. Las variaciones del campo magnético terrestre pueden dividirse en dos tipos: las que tienen origen interno y las que son de origen externo a la superficie de la Tierra, aunque, no es tan fácil establecer un límite claro entre ambos. En la siguiente tabla se presentan de manera muy general, las variaciones que existen, cual es su origen, y la duración que tienen:

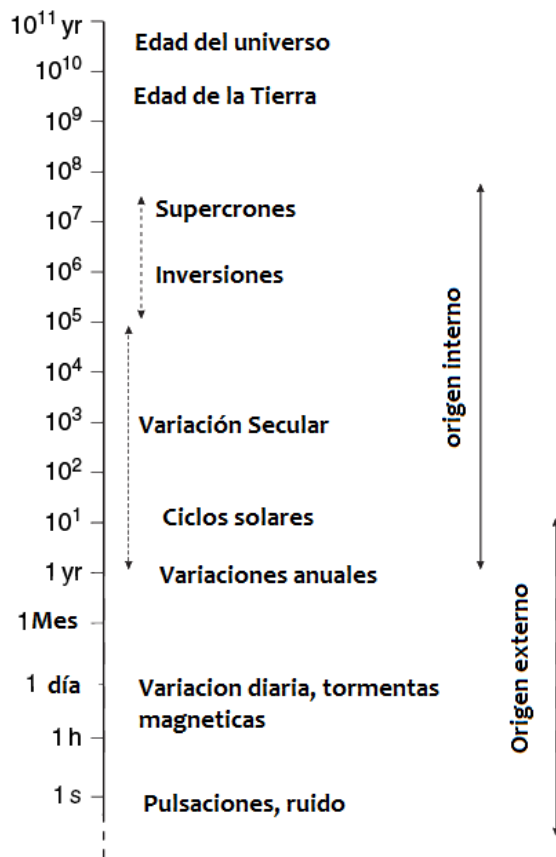
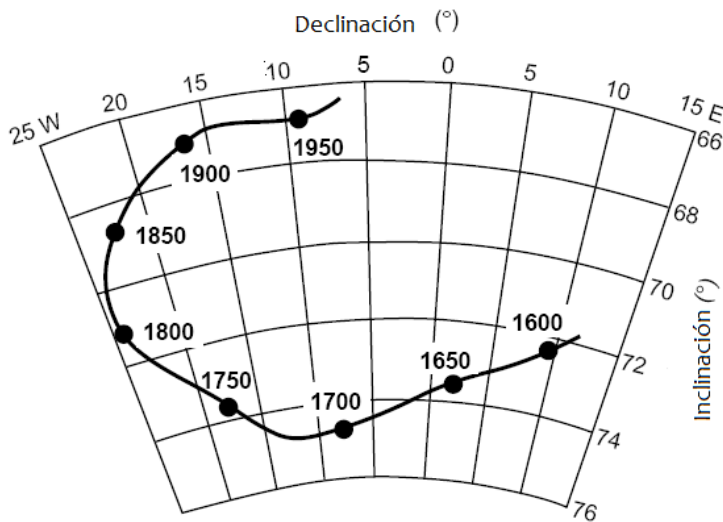


Fig 4.1. Esquema de las variaciones del Campo Magnético Terrestre.

Existen variaciones de periodos de tiempo menores a 5 años que son considerados de origen externo. Las variaciones de periodos mayores a 5 años son conocidas como variación secular donde tanto la dirección y magnitud del campo magnético cambian con el tiempo, con periodos normalmente de 1 año a  $1 \times 10^5$  años y son consideradas de origen interno. Estos cambios pueden ser observados en los registros históricos del campo.



Esto se puede observar en la figura, donde están registrados las direcciones geomagnéticas en Londres desde que se iniciaron las mediciones en 1600 AD. El rango de la inclinación varía de  $66^\circ$  a  $75^\circ$  y el rango de la declinación desde  $-25^\circ$  a  $10^\circ$ , por lo que se puede notar que los cambios son sustanciales.

Fig 4.2. Registro histórico de las direcciones geomagnéticas en Londres.

Los patrones de la variación secular en cada región subcontinental, por ejemplo, entre París y Londres, son similares. Sin embargo, de un continente a otro, los comportamientos de la variación secular pueden ser muy diferentes. Esto probablemente, refleja la presencia y magnitud de las fuentes no dipolares del campo magnético dentro del núcleo de la Tierra.

Sin embargo, cabe mencionar que el periodo de cambio de la variación secular es mayor que el abarcado en el registro de Londres, por lo que es necesario contar con un rango temporal de datos más amplio que el que de los registros históricos históricamente. Esta observación de la variación secular fue uno de los primeros objetivos del paleomagnetismo, y una rama del mismo que actualmente sigue siendo muy activa.

El arqueomagnetismo, paleomagnetismo de rocas volcánicas del Holoceno y de sedimentos de lago post-glaciares han aportado información importante sobre la variación secular.

Una serie de datos donde se puede observar esta variación, es un registro de sedimentos del lago Fish, en Oregón, donde se puede observar la variación. Los cambios direccionales observados no son cíclicos, describen una curva con cierta continuidad y con determinadas frecuencias que destacan) al rededor de la dirección media. Existe un rango de periodos dominantes de  $10^2$  a  $10^4$  años, El análisis espectral muestra una amplia banda de energía con periodos de 3000 a 9000 años, y periodos de máxima energía con un rango de 2500 a 3000 años.

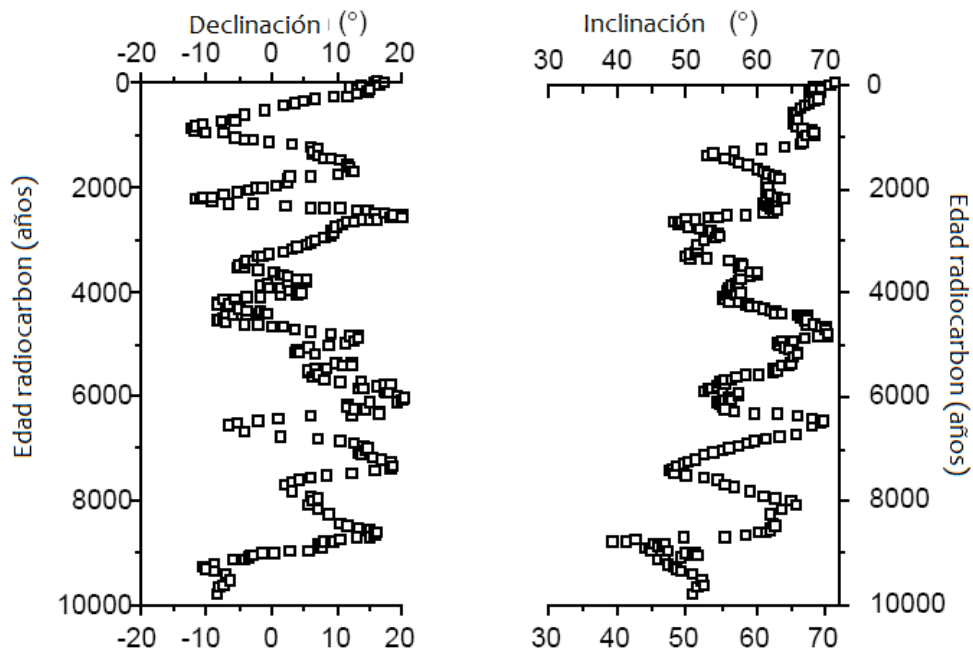


Fig 4.3. Registro de la variación secular geomagnética durante el Holoceno, registrado en sedimentos del lago Fish, en el sureste de Oregón. Declinación e Inclinação contra la edad de radio carbono. (Verosub et al., 1995)

Los orígenes de la variación secular del campo pueden ser divididos en dos contribuciones con periodos que traslapan entre si:

- 1) Cambios del campo no dipolares, normalmente de periodos cortos
- 2) Cambios del campo dipolar, con periodos largos.

Los cambios en el campo no dipolar están dominados por periodos menores a 3000 años. Estas variaciones tienen un periodo de  $10^3$  años. A lo largo del tiempo histórico, se ha observado una tendencia de algunos comportamientos del campo no dipolar de presentar una deriva hacia el Oeste, de alrededor de  $0.4^\circ$  de longitud cada año. Otras características del campo no dipolares aparecen de manera estacionaria. La porción dipolar del campo magnético, que corresponde al 90 % del campo total, también presenta cambios en direcciones y amplitud.

Para separar los cambios no dipolares de los dipolares, se han analizado todos los registros existentes, tanto los históricos, arqueomagnéticos, y paleomagnéticos de las rocas volcánicas del Holoceno (Verosub et al., 1995). Se definieron ocho zonas dentro del globo, y se obtuvieron direcciones medias en intervalos de 100 años. Las posiciones del los polos magnéticos se determinaron de estas direcciones medias, de donde se obtuvo un promedio del polo geomagnético cada 100 años, durante los últimos 2000 años, lo cual se puede observar en la siguiente figura

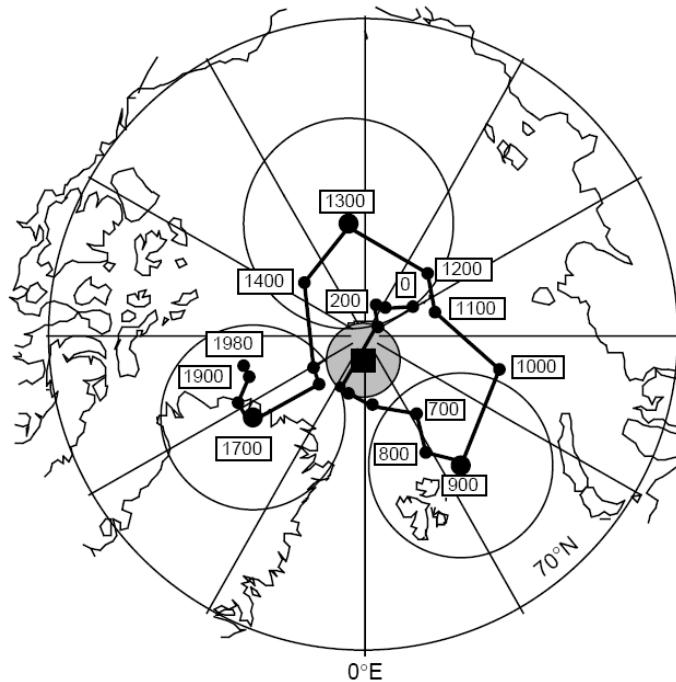


Fig 4.4. Movimiento del Polo Norte Magnético de los últimos 200 años

Debido a que este procedimiento es un promedio global especial, los efectos del campo no dipolar, se han promediado y la variación secular que se puede observar claramente en la figura, corresponde a la variación dipolar. La posición promedio del polo geomagnético no se puede distinguir de la rotación de los ejes, indicando que el modelo geocéntrico axial, describe el campo magnético cuando se promedia en los últimos 2000 años. Esto soporta la hipótesis crucial del campo geomagnético, como un dipolo geocéntrico axial.

La intensidad del campo magnético dipolar, también cambia con el tiempo. A lo largo de los últimos  $10^4$  años el promedio del dipolo magnético es de  $8.75 \cdot 10^{22}$  A m<sup>2</sup>. Los cambios en el momento dipolar tienen un periodo de aproximadamente  $10^4$  años, con oscilaciones del 50% con respecto al valor medio.

Considerando las escalas del tiempo geológico, se puede considerar que la variación es un cambio que ocurre muy rápido. En escalas de tiempo mayores, el campo geomagnético dipolar presenta otro tipo de variación, los cambios de polaridad. La configuración actual del campo dipolar es conocida como polaridad normal, mientras que la configuración inversa, se conoce como polaridad invertida. Los cambios en la polaridad del dipolo, producen un cambio de  $180^\circ$  en el plano de las direcciones del campo magnético.

## Inversiones

David (1904) y Brunhes (1906) reportaron el descubrimiento del NRM que se presentaba antiparalelo a la dirección actual del campo en la localidad donde realizaron el muestreo. Encontraron que las direcciones de NRM en las arcillas cocidas y en los flujos de lava que las calentaron, eran esencialmente las mismas. Estas observaciones sugerían que el campo magnético terrestre se había invertido en el pasado. Por otro lado, Matuyama en 1929, estudio rocas volcánicas cuaternarias y del Terciario tardío en Japón, Corea y Manchuria (NE China). Encontró rocas tanto con polaridades normales como invertidas, pero noto, que las rocas con magnetizaciones invertidas eran más antiguas que las rocas con polaridades normales. Él concluyó que el campo magnético terrestre se había invertido en el Cuaternario temprano. Comparaciones similares se realizaron por Mercanton en 1926, en rocas que se encontraban ubicadas a grandes distancias como Groelandia, Islandia, Escocia y otros lugares, pero no pudo llegar a ninguna conclusión debido a que las edades obtenidas de las rocas estaban muy dispersas. Después de la segunda guerra mundial, los estudios de paleomagnetismo se intensificaron en muchos países.

En muchos lugares se realizaban estudios de Magnetización Remanente Natural para entender los cambios que ocurrían en secuencias de lavas y sedimentos. Roche (1951) concluyó que la ultima inversión ocurrió en el Pleistoceno Temprano, basado en estudios de lavas del Macizo Central en Francia. En 1953, Hospers sugirió que se pueden utilizar los cambios en las polaridades de la NRM para hacer una correlación estratigráfica en las secuencias de lavas de Islandia. Khramov (1958) estudió secuencias sedimentarias en Turkmenistán, y propuso la posibilidad de construir una escala de tiempo de las inversiones, que se pudiera utilizar en todo el mundo. A pesar de todos estos trabajos e investigaciones, no resultaba obvio en ese momento que el Campo Magnético Terrestre realmente invirtiera su polaridad en el pasado.

Existían especulaciones sobre que la magnetización por si misma podía orientarse en dirección contraria al campo magnético terrestre. Néel en 1951, mostro

como podían ocurrir este tipo de autoinversiones debido a la magnetización remanente térmica. Poco tiempo después, se descubrieron autoinversiones de TRM inducidas de manera artificial en una dacita del Monte Haruna, en Japón (Nagata et al., 1951). Existía una gran controversia entre las teorías que hablaban de inversiones del campo magnético y las teorías que planteaban mecanismos de auto inversión, debido a que no todos estos mecanismos se podían repetir en el laboratorio debido al tiempo requerido para llevarlos a cabo (Verhoogen, 1956).

Finalmente, la teoría sobre las inversiones se pudo esclarecer mostrando la sincronía que existía en las inversiones en todo el mundo. Dos grupos, uno en el Servicio Geológico estadounidense y otro en la Universidad Nacional de Australia combinaron métodos de datación de K-Ar con métodos paleomagnéticos y mostraron que las inversiones ocurrieron al mismo tiempo en lugares tan lejanos, como Alaska, California, Islandia y Hawái (Cox *et al.*, 1963; McDougal and Tarling, 1963). Desarrollaron la convención de llamar los periodos largos de cambios de polaridad, épocas, y los periodos cortos, eventos. En la actualidad, estos términos han sido reemplazados por los de crones y subcrones respectivamente, aunque a pesar de esto, sabemos que también existen las auto-inversiones como se menciona en el párrafo anterior.

No existe duda de que antes del intervalo de polaridad normal actual (Cron Brunhes 0-0.8 Ma) el campo se encontró invertido por mas de 1 Ma (cron Matuyama, 0.8 -2.6 Ma) con algunos episodios cortos de polaridad normal, y antes de esto existió otro periodo de polaridad normal llamado cron Gauss.

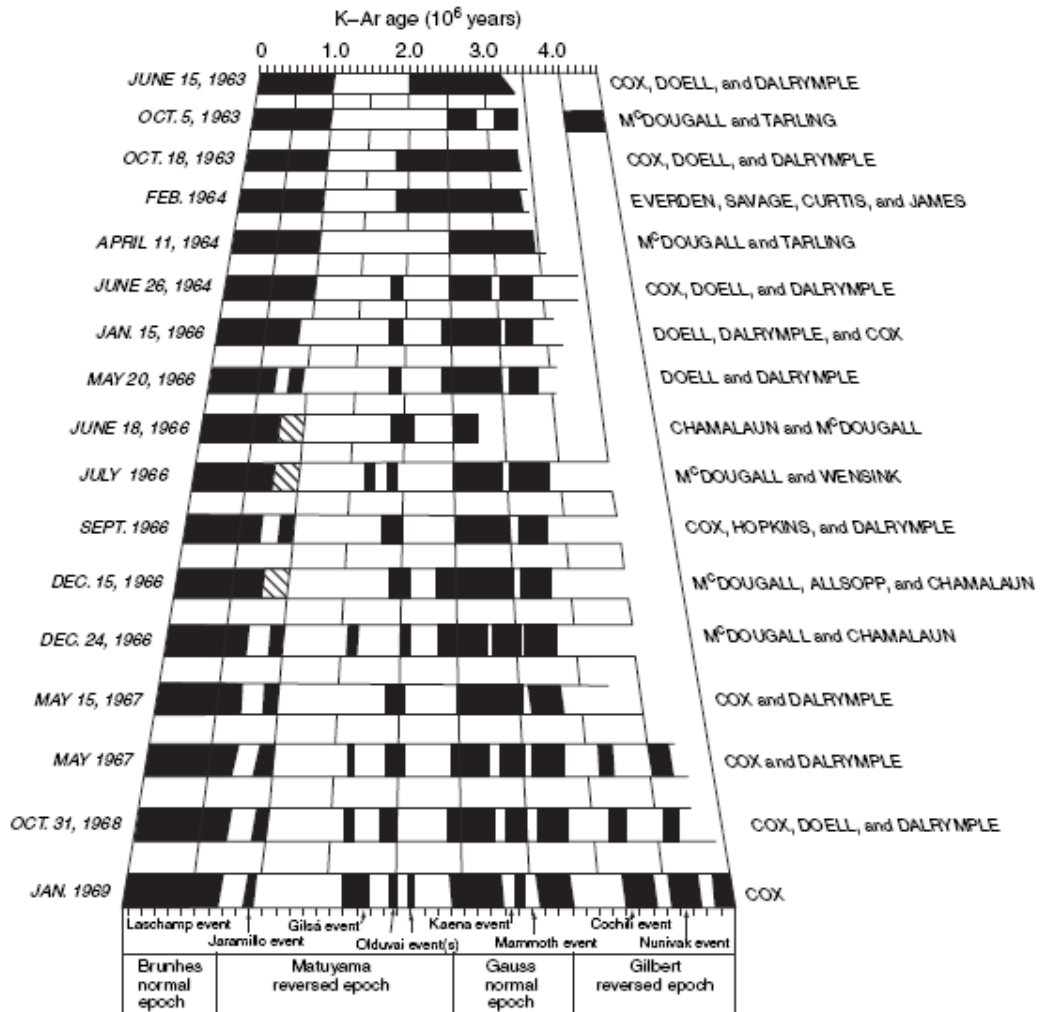


Fig. 4.5 Escala de tiempo de polaridad magnética

## Capítulo 5.

# Contexto Geológico de las Islas Canarias

Las Islas Canarias constituyen un archipiélago formado por 7 islas principales (Hierro, La Palma, La Gomera, Gran Canaria, Lanzarote, Tenerife, Fuerteventura) y varios islotes de menor tamaño, logrando una extensión total de 500 km<sup>2</sup>. Este archipiélago se encuentra ubicado en la parte Este del Océano Atlántico a aproximadamente 100 km al Noroeste de África, entre las coordenadas 27° 37' y 29° 25' de latitud norte y 13° 20' y 18° 10' de longitud oeste.

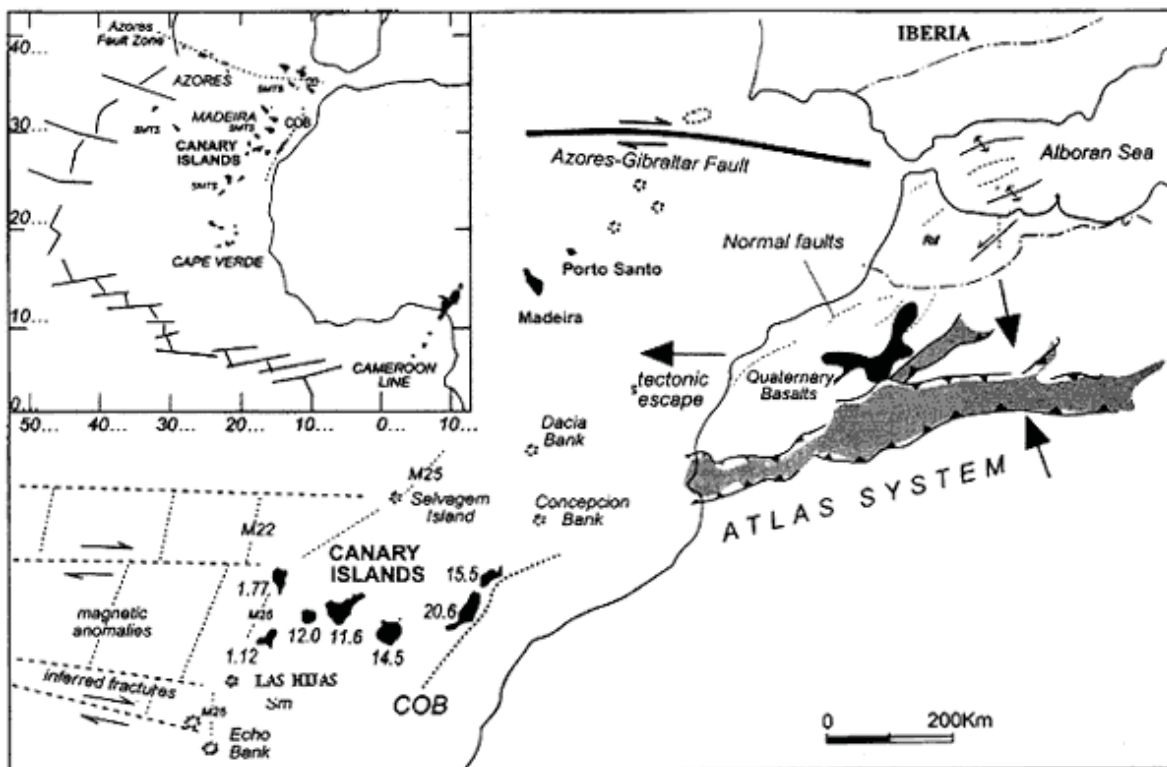


Figura 5.1. Ubicación de las Islas Canarias, y su situación tectónica (Mangas,2007)

El archipiélago de las Canarias se desarrolló como un margen continental pasivo, en una litosfera oceánica del Jurásico y en un movimiento muy lento (Mangas, 2007) de la placa tectónica. En la actualidad existen numerosas hipótesis, descritas en el presente capítulo, sobre la formación de las Islas Canarias, incluyendo una fractura que se propaga, un rigde extensional local, una elevación de los bloques tectónicos e incluso un modelo que los unifica a todos. Sin embargo, hasta ahora, el modelo más aceptado corresponde que las islas fueron formadas por material del manto superior de una antigua pluma, que se encontraba debajo de las Islas y que actualmente se



encuentra por debajo del Norte de África, las Canarias e incluso Europa Occidental y Central (Hoernle et al., 1995)

La primera manifestación de material alcalino, que evidencia la presencia del hot spot, se encuentra en la isla de Fuerteventura, con una edad de aproximadamente 70 Ma, (Mangas, 2007) correspondiente al Cretácico Superior. El vulcanismo submarino comenzó durante el Eoceno-Oligoceno hace 39 Ma y el vulcanismo subáereo se inicia durante el Mioceno, hace aproximadamente 20 Ma. (Mangas,2007)

La edad del vulcanismo hacia las islas ubicadas más al este, generada por el movimiento hacia el Oeste de la Placa Africana. La edad del vulcanismo que presentan las islas, tiene relación con el movimiento de la Placa Africana hacia el Oeste, por lo que las islas situadas más al Oeste presentan vulcanismo más reciente que las localizadas más al Este. Todas las islas, a excepción de la Gomera presentan actividad en el último millón de años. Cuatro de las siete islas han presentado erupciones durante los últimos cinco siglos. La Palma, presenta la actividad más reciente, en 1967.

. El vulcanismo de las Islas Canarias se puede describir en varias etapas: submarina, seguida por la construcción de un edificio-escudo, decaimiento, erosión y etapa post erosional. Tres de las islas se encuentran actualmente en la etapa post-erosional, Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife. La Gomera se encuentra en etapa de erosión, y La Palma, Tenerife y El Hierro están en la etapa de formación de escudo (Carracedo, 1999) (Fig 5.2)

Las Islas Canarias muestran algunas diferencias interesantes con algunas otras islas oceánicas, como la formación de estratovolcanes, la tectónica de las islas que incluye fallas dúctiles y estructuras compresionales, y pequeña o nula subsidencia. (Mangas, 2007)

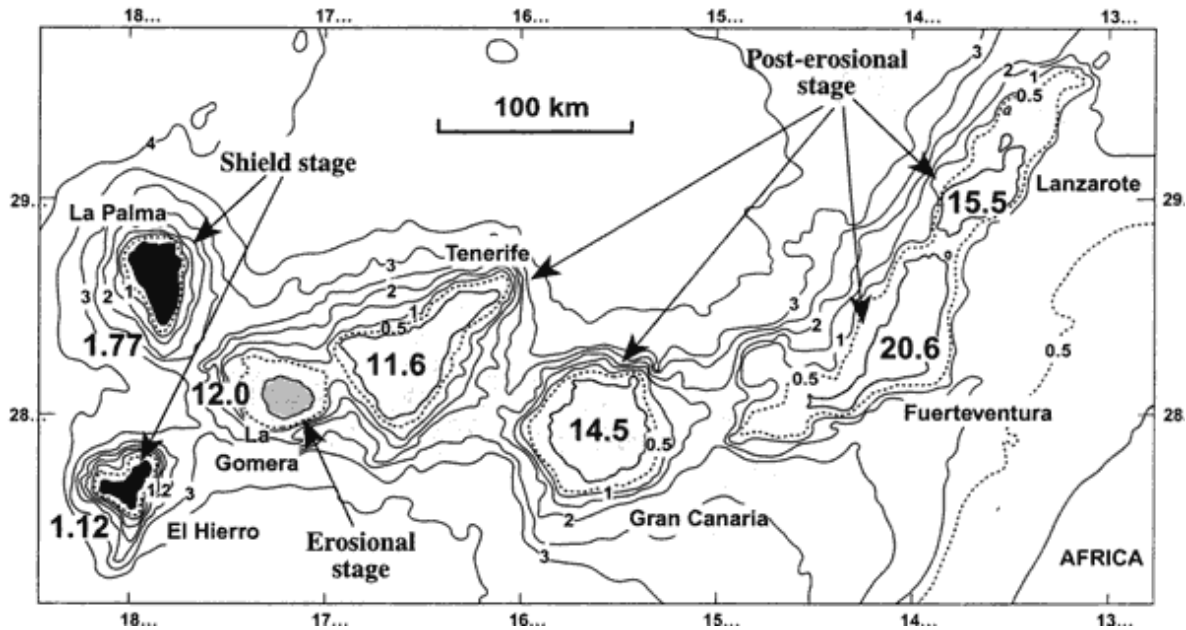


Fig 5.2 : Edades de vulcanismo subaereo, y etapas actuales en su evolución (Carracedo et al., 2002).

Se han realizado números trabajos para explicar consistentemente el origen de este archipiélago, entre otros tenemos algunos estudios de refracción sísmica y de anomalías magnéticas que sugieren que todas las islas se encuentran sobre corteza oceánica y que el límite de esta corteza oceánica y la corteza continental, está localizado entre Lanzarote-Fuerteventura y la costa de África (Roest et al., 1992). El límite océano continente esta caracterizado por la presencia de una capa de sedimentos de 10 km de espesor. Y con base, en secciones sísmicas se asigna una profundidad de 13 km para la discontinuidad Moho (Mangas, 2007)

El magmatismo de las Islas canarias se inició durante el Cretácico y el vulcanismo subaéreo durante el Mioceno. Etapas mas antiguas a esto resulta difíciles de reconstruir, debido a problemas de fechamiento isotópico (Mangas,2007)

La isla más antigua es Fuerteventura, que presenta edades K-Ar de 35-30 Ma para el magmatismo submarino dadas por Cantagrel et al., (1993) y edades de 70-80 Ma por métodos de paleontología, relaciones de campo y estudio radiométricos (Le Bas et al. (1986), Steiner et al., (1998) and Balogh et al. (1999). Por otro lado, la isla más joven es La Palma, formada hace 3 – 4 Ma (Staudigel et al., 1986)

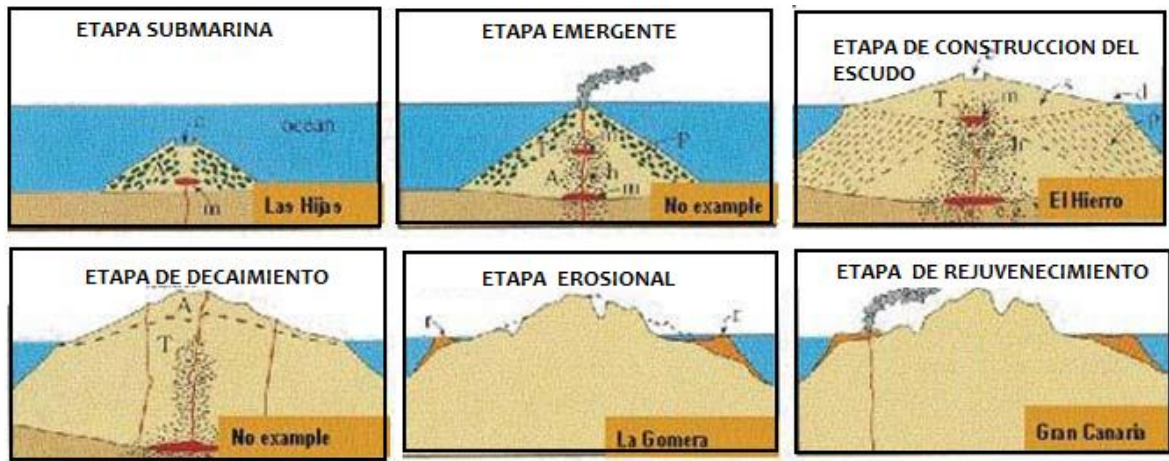


Fig 5.3. Diferentes etapas de las Islas Canarias ( adaptado de Walker et al., 1990)

Algunas de las teorías de la formación de las Islas son las siguientes:

1. Una fractura que se propaga. Se propone que las Islas Canarias correspondan a una rama de la falla trans-Agir, asociada a la cadena tectónica del Atlas (Anguita & Hernan, 1975).. Sin embargo, no hay evidencia de fallamientos que conecten las dos áreas, así como tampoco estructuras volcánicas.
2. Un ridge extensional. Se cree que existía una estructura regional activa durante el Cenozoico (Fúster, 1975). La objeción que se presenta a esta teoría es que la corteza sobre la que se hallan las Islas Canarias corresponde al Jurásico, además de que la geometría del rift de las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma es diferente una de otra. Y las islas están separadas por mar profundo y no hay corteza litosférica Cenozoica unida a la litosfera Mesozoica (Mangas, 2007)
3. Elevación de los bloques tectónicos. La tectónica compresiva produce que se compacte el piso oceánico y que se engrose la corteza. Este proceso puede ser la causa del magmatismo de la elevación de los bloques que forman las Islas Canarias. El relajamiento ocasional de los esfuerzos, puede permitir erupciones magmáticas (Araña & Ortiz, 1986). Una objeción a este modelo es que no propone un proceso convincente para el origen del magma, y para la distribución espacial y temporal del vulcanismo en el archipiélago (Mangas, 2007)

4. Un hot spot. Se refiere al modelo de la pluma del manto, con una corteza que se mueve lentamente. La objeción a este modelo es que la tomografía sísmica muestra una litosfera fría debajo de las Islas Canarias, y el vulcanismo subaéreo muestra una progresión irregular hacia el oeste y la anomalía térmica muestra baja producción de material fundido. Hay registros magmáticos a lo largo de al menos 39 Ma en Fuerteventura, que muestran huecos en la actividad volcánica de las islas de varios millones de años. No hay elevación en la zona de las Canarias y no subsidencia en las islas del oeste. (Mangas,2007)
  
5. Modelo unificador. Este modelo sugiere que el origen de los magmas corresponde a la anomalía del manto. Las etapas de tensión generan fracturas por donde se libera el magma y las etapas de compresión generan la elevación de las islas que se manifiestan como estructuras en forma de flor. Este modelo explica las relaciones tectónicas y magmáticas desde el Cretácico superior hasta el Mioceno (Anguita & Hernan, 2000). Sin embargo, aun existen varias incógnitas sobre la geología de las Islas Canarias y de las montañas Atlas. Por lo tanto resulta necesario explicar más acerca de las relaciones espacio-tiempo tanto magmáticas como tectónicas de cada isla, en la zona del archipiélago, y en la cordillera del Atlas desde el Mioceno hasta el presente. (Mangas,2007).

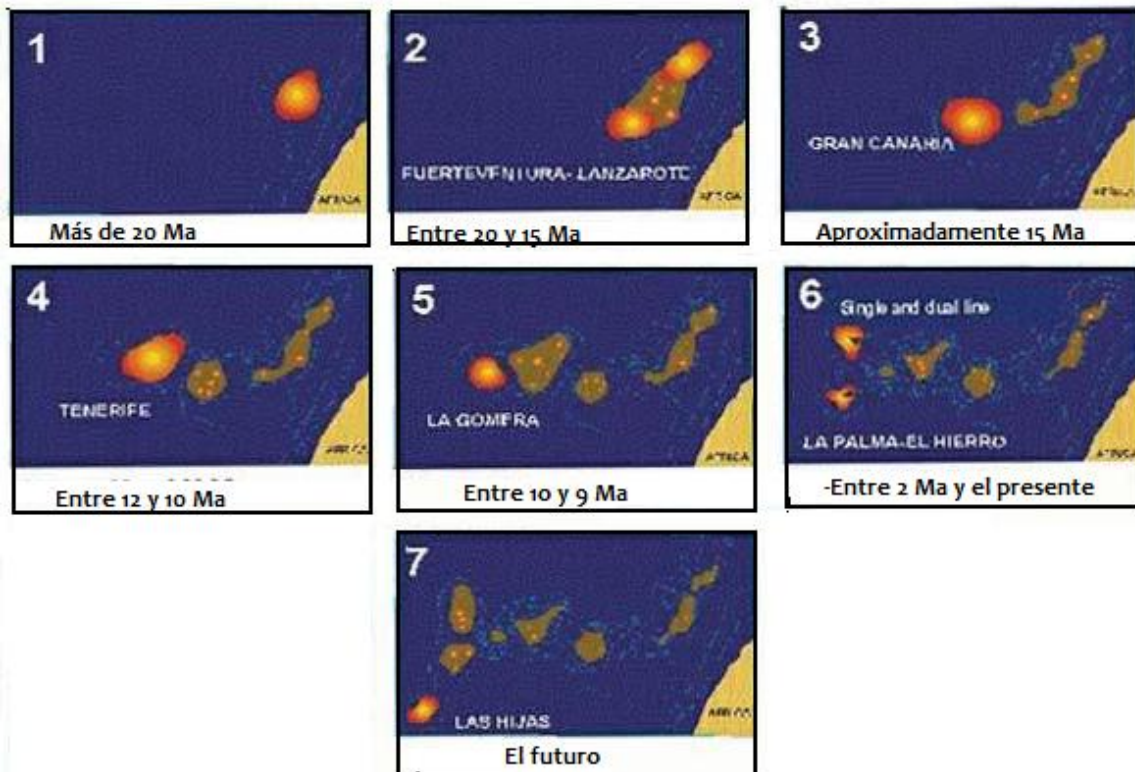
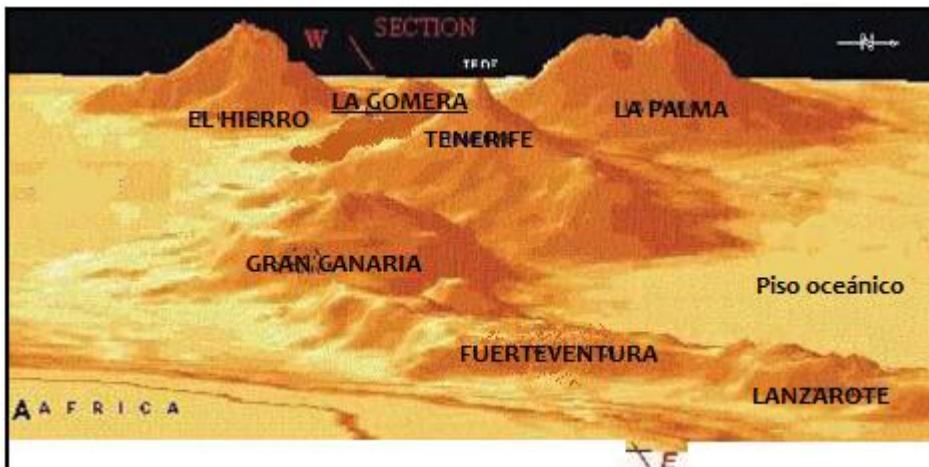


Fig 5.4: Evolución genética. Se observan las etapas de formación de las Islas Canarias (adaptado de Walker, 1990)

Existe evidencia en una tomografía sísmica y de un estudio geoquímico donde se muestra una gran región de levantamiento del manto superior, que se extiende por la parte Este del Atlántico, lo que corresponde al Norte de África y a las islas Canarias, hasta la parte Oeste del Mediterráneo (Hornele et al., 1995). Esta anomalía tiene la forma de una hoja, y se piensa que puede estar asociada a vestigios de una vieja pluma, que actualmente se encuentra en el límite entre la placa Africana y Europea (Oyarzun et al., 1997).

La aparente ausencia de un levantamiento de la litosfera de las islas Canarias se ha citado por muchos autores como una evidencia en contra del hot spot. Sin embargo, Cañales y Dañobeitia (1998) realizaron un análisis sísmico en la vecindad del archipiélago y demostraron la existencia de una anomalía litosférica, asociada a la subducción, alrededor de las Islas. Ellos proponen que esta anomalía se puede relacionar a una elevación que no se observa debido a que se oculta por el peso y por los efectos mecánicos de la gruesa capa de sedimentos alrededor del límite continental africano del NW, y por el peso de las rocas volcánicas de las propias islas.

El volumen y distribución de los volcanes provee información interesante acerca de la evolución del archipiélago. Las islas permanecen sobre un piso oceánico que se hace mas profundo hacia el Oeste, logrando una profundidad de 4000 m en el área de La Palma y El Hierro (Mangas, 2007). La elevación y volumen emergido de las islas se incrementa conforme su edad disminuye, con una tendencia general hacia el Oeste. Las islas de Fuerteventura y Lanzarote, y la cadena de montañas marinas de Cabo Juby son paralelas al margen continental, mientras que la mayoría de las islas restantes del archipiélago, tienen una tendencia Este-Oeste. (Mangas, 2007)



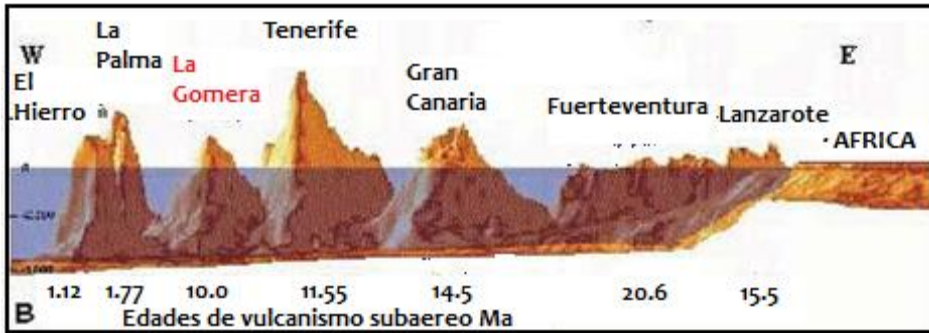


Fig 5.5: Vista del relieve de las Islas Canarias desde el Este(A) y en una sección E-W (de Carracedo et al., 2002)

Se observa una tendencia Norte-Sur en La Palma y El Hierro, y se piensa que están asociados a cambios en el movimiento de la placa (Mangas, 2007). Además, Rihm et al., 1998, demuestran la aparente presencia de montes marinos jóvenes, conocidos como Las Hijas, localizadas a 70 km al Sureste del El Hierro, y destinados probablemente a ser las próximas Islas Canarias.

#### Litología

El tipo de rocas de las Islas Canarias es diverso e incluye melititas, nefelinitas, basanitas, basaltos alcalinos, tefritas, riocacitas, riolitas, panteleritas, comenditas, traquititas, fonolitos y carbonatitas, en otras palabras, comprenden un arreglo alcalino típico.



## Capítulo 6.

# Origen y formación de los edificios volcánicos de la Isla de la Gomera

La isla de la Gomera es la segunda isla más pequeña del archipiélago de las Islas Canarias. Esta ubicada entre las islas de Tenerife por un lado y El Hierro y la Palma por el otro. (Fig 5.2) A diferencia del resto de las islas que forma el archipiélago, la isla de La Gomera es la única que no presenta vulcanismo cuaternario (Abdel Mohem et al., 1971, Cantagrel et al., 1984). Actualmente, es considerada como un volcán extinto, aunque se encuentra rodeada de 3 islas con vulcanismo cuaternario (Ancochea, 2004) e incluso histórico.

La erosión juega un papel importante en la forma actual que presentan las islas. Numerosos deslaves forman el piso marino (Acosta et al., 2003) y planicies abisales (Wynn et al., 2000). La Gomera es la única cuyo margen no parece resultado de una gran pérdida de material.

Es importante entender a la Gomera en conjunto con el resto de las Islas Canarias debido a que:

- a) Tiene una ubicación central dentro del archipiélago
- b) Es una de las islas más antiguas, además de ser la única que no presenta vulcanismo cuaternario.
- c) Presenta una historia geológica muy diferente a las islas que se encuentran a su alrededor.

La isla de la Gomera consta de un gran edificio volcánico complejo. Tiene una forma casi circular y un área aproximada de 380 km<sup>2</sup>. La máxima elevación es de 1487m en la parte central correspondiente a Alto Garajonay (Llanes et al., 2009).

En su historia evolutiva, se reconocen tres etapas principales:

- El Complejo Basal
- El Edificio Antiguo
- El Edificio Joven



El vulcanismo se inicia en el Mioceno con un importante gap en el Mioceno Medio y sin ninguna actividad en el Cuaternario.(Llanes et al., 2009)

Exceptuando alguna actividad menor de 2,8 a 2 Ma., la Gomera se ha mantenido inactiva durante los últimos 4 Ma. Durante este tiempo ha presentado gran erosión fluvial en toda la isla, así como erosión marina en la costa.(Llanes et al., 2009).

### **Complejo Basal**

El Complejo Basal presenta afloramientos en la parte norte de la isla. Está formado por rocas plutónicas máficas, rocas volcánicas submarinas y sedimentos marinos. Todos éstos, cortados por una densa red de diques (Cedrero, 1971). El complejo Basal está datado con edades de 19.8 Ma (Abdel Monem et al., 1971), 11.5 Ma (Herrera et al., 2008) y 9.1 Ma (Cantagrel, 1984) y representa la etapa submarina dentro del desarrollo de la isla. El Complejo Basal está separado de las unidades más jóvenes por depósitos sedimentarios, que se originaron de su propia erosión durante el gap de alrededor de 4 Ma.

Esta unidad representa, principalmente la etapa submarina del desarrollo de la isla, por lo que también puede llamarse Edificio Submarino, siendo análogo al existente en la Palma (De la Nuez, 1984) y en Fuerteventura (Ancochea et al., 1996). Todas las islas restantes, incluyendo Tenerife, no presentan Complejo Basal, pero se cree que se encuentran sobre las unidades no submarinas (Ancochea et al. 2006)

Las rocas del Complejo Basal, se observan notoriamente deformadas, en particular en la parte NW del sector (Cendrero, 1971) donde se desarrollaron estructuras que presentan deformación dúctil, similar a la que se observa en Fuerteventura (Fernández et al., 1997).

El fechamiento de las rocas de este complejo, al igual que en las otras islas, es complicado, debido a lo complejo de la historia geológica de esta etapa, formada por procesos metamórficos y metasomáticos sucesivos asociados con cada episodio intrusivo. (Ancochea et al. (2006) ). Abdel Monem et al. (1971) fecha hornos de rocas plutónicas alcalinas con edades de 19.8 y 15 Ma (valores recalculados con las constantes de Steiger y Jaeger, 1997). Por otro lado, Cantagrel et al., 1984 obtienen edades mucho más recientes ( $9.1 \pm 0.3$  Ma) para hornos presente en Sienita de la misma área. Estos autores también fecharon una intrusión de gabro de otra área, cortada por varios diques, con edades de  $(15,5 \pm 1,3)$  Ma.

Debido a la existencia de procesos termales que afectan las rocas, ellos descartaron la edad de 9.1 Ma y concluyeron que las tres determinaciones restantes deben representar los eventos más jóvenes en el Complejo Basal.

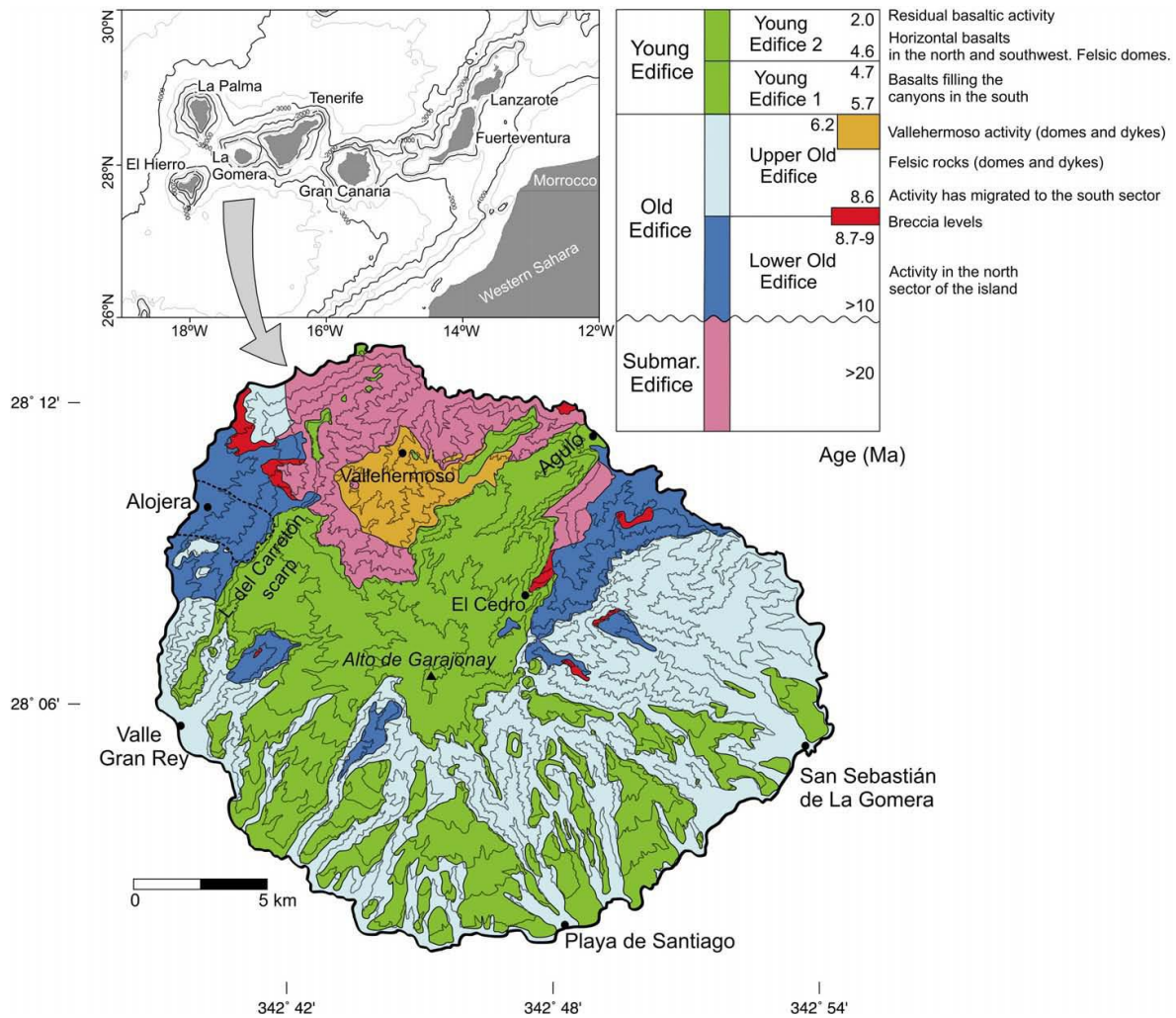


Fig. 6.1. Mapa de las Islas Canarias mostrando la ubicación de la Gomera. Mapa geológico de la Gomera con una columna estratigráfica simplificada con las unidades estratigráficas principales y sus fechas. (Llanes et al., 2009) Modificado de Ancochea et al. (2006).

### Edificio Antiguo

Después de la erosión que sufrió el Complejo Basal, se formó sobre este mismo, un escudo volcánico ubicado a 8 km de la zona central de la isla, en la zona conocida como Villahermoso. (Ancochea et al., 2006). Este volcán, nombrado Edificio Antiguo, representa la estructura principal de La Gomera y surgió entre 10.5 y 6.4 Ma (Ancochea et al., 2006). Está formado por secuencias de flujos de lava basáltica de cientos de metros de potencia que fluyen con rumbo al mar, alejándose del área de

Villahermoso. El Edificio Antiguo es cortado por una gran cantidad de diques basálticos y félsicos (Llanes et al., 2009).

Este edificio se puede dividir en dos unidades:

- Edificio Antiguo Inferior:

Esta formado por basaltos que surgieron entre 10.5 y 8.7 Ma. y tiene un diámetro de 22 km. Cuyo diámetro en dirección norte-sur probablemente se extendía 5 km al Norte de la actual línea de costa, presentando pendientes de 7°-10° y alcanzando alturas de 1300-1900 m (Ancochea et al. (2006)

- Edificio Antiguo superior:

Esta formado por basaltos de entre 8.6 y 6.4 Ma, y rocas félsicas conocidas como el complejo traqui-fenolítico (Rodríguez-Losada, 1988) o como rocas félsicas del Este y Vallehermoso (Ancochea et al., 2006)

Esta estructura fue más grande que lo que abarca actualmente la isla, tenía un relieve entre 20000 y 2600 m, pendientes de 9-12°, un diámetro de 25 km y su centro estaba ubicado cerca del actual centro de la isla (Ancochea et al, 2006).

### Edificio Antiguo

Está cortado por un gran número de diques, (1 cada 10 m, o incluso menos). Las direcciones de los diques muestran una distribución polimodal en cada zona, lo que muestra la presencia de varios enjambres de diques. En el nivel estratigráfico bajo en el Edificio Antiguo, los diques son más abundantes y su distribución es más compleja. La mayoría de los diques son de composición basáltica, pero también existe los diques félsicos (traquita a fonolíticos). Los diques félsicos se han interpretado como una compleja red formada por un antiguo Enjambre Radial Este y uno relativamente más joven llamado Enjambre Radial Oeste, asociado con un patrón cónico llamado Enjambre Cónico- "Sheet de Vallehermoso" (Ancochea, et al., 2003). Otras rocas félsicas se encuentran distribuidas en diferentes puntos dentro del Edificio Antiguo, especialmente en el sector Este (Cubas et al., 2002).

En contraste con el contacto inferior, que se encuentra muy bien definido, el contacto superior del Edificio Antiguo no es nada claro. Esto se debe, a que en muchos

lugares, especialmente en el sur, la estructura del Edificio Antiguo, presenta el mismo arreglo que las unidades más jóvenes, Por lo tanto, la identificación de los límites entre estas unidades es más difícil y subjetiva. De hecho, no existe acuerdo al respecto en la cartografía que se encuentra disponible. Basadas en las diferentes formas (pahoehoes o aas) de los flujos de lava, el número de diques, el número de diques, y la presencia de brecha, se pueden distinguir dos grupos principales en este edificio, llamados Edificio Antiguo Inferior y Edificio Antiguo Superior.

### El Edificio Antiguo Inferior

Esta formado por los Basaltos Inferiores Antiguos y las Brechas Volcánicas poligenéticas, que han sido citados por varios autores y forman la primera etapa en la construcción del Edificio Antiguo Inferior. Bravo (1964) lo reconoce en el sector NW (Alojera), pero también se ha observado en el sector NE (Hermigua) y en los barrancos ubicados en el sur. Los afloramientos en conjunto constituyen una banda que rodea el Complejo Basal (excepto en el Norte) y forma una columna de varios cientos de metros de espesor, normalmente de flujos de lava pahoehoe ankaramítica o plagioclasa.

Los flujos mas bajos exhiben formas submarinas (Cubas et al., 1994) y los superiores se presentan alternados con gruesas brechas volcánicas. Diferentes enjambres de diques félsicos y máficos atraviesan el Edificio Antiguo Inferior. Existe un grupo de sills máficos con una inclinación de 30-40° que son atravesados por dos enjambres de diques máficos mas jóvenes que se encuentran verticales o casi verticales. Estos diques félsicos, normalmente atraviesan diques máficos, pero el caso inverso también se puede observar. Los sills, son siempre más antiguos que los diques verticales y no se encuentran presentes en el Edificio Antiguo Superior y en las unidades más recientes.

### Edificio Antiguo Superior

El Edificio Antiguo Superior, se encuentra tanto sobre los flujos basálticos como sobre las brechas del Edificio Antiguo Inferior. Algunas veces, particularmente en el área NW, se mantiene discordante a las rocas del Edificio Inferior, y muy ocasionalmente se ve directamente en contacto con los afloramientos de Complejo Basal. Esta estructura aflora en la parte sur de la isla. Esta compuesta principalmente de una sucesión de flujos de lavas basálticas y traquibalsálticas, y algunos piroclastos. Los datos de las edades radiométricas muestran que la actividad félsica, al menos en dos episodios, fue sumamente importante en el desarrollo de este edificio (Ancochea et al., 2006).

Estos dos episodios importantes se conocen como Edificio Antiguo Superior 1 y 2.

El 1 consiste principalmente de rocas basálticas, y la parte inferior de esta sucesión, son rocas negras con horizontes de escoria. Se presentan los piroclastos basálticos que se observan en el Edificio Antiguo Inferior, y en la parte superior se encuentran piroclastos de caída y depósito de flujo félsicos. Hay numerosos diques, la mayoría de ellos basálticos casi verticales, y también algunos félsicos. (Ancochea et al., 2006)

En el sector NW, los flujos de lava del 1, cubren directamente los del edificio inferior. En el área de la Montaña Bejira, sus características son especiales: Consisten en flujos de lava basálticos de 200 m (formación Bejira) y se encuentran depositados directamente sobre las brechas de Tazo. Estos flujos tienen edades de  $(8,6 \pm 0,4)$  Ma y  $(8,4 \pm 1,7)$  Ma (Ancochea et al., 2006) y muestras del sector Este (en Laja) tienen edades de  $(8,0 \pm 0,25)$  Ma Cantagrel et al. (1984). Existen gran cantidad de diques basálticos de diferentes edades que cruzan el Edificio Antiguo Inferior y que son alimentados del Edificio Antiguo Superior 1.

Existe una unidad que incluye toda la actividad félsica de domo de la Gomera, conocida como la Serie Roques, que es un grupo de flujos félsicos ubicados en el sector Este (Cantagrel et al. (1984)). Este grupo félsico tiene edades de  $8,6 \pm 0,4$ ,  $8,2 \pm 0,4$  y  $7,8 \pm 0,4$  Ma (Cubas et al., 2002) lo que indica una actividad félsica temprana que se asocia dentro del Edificio Antiguo Superior 1. De igual manera los depósitos piroclásticos de caída y flujos félsicos, que se encuentran por encima de éstos, se asocian al mismo episodio. (Ancochea et al., 2006). Junto con la red de diques félsicos encontrados en el sector Norte (Ancochea et al., 2003) se ha identificado un enjambre radial que, de acuerdo a sus edades (8,0 y 7,9 Ma), debe haber actuado como "alimentador" para la actividad félsica temprana (Ancochea et al., 2006).

## Edificio Antiguo Superior 2

El límite entre los dos grupos no está bien definido. Se observan capas sedimentarias asociadas a piroclastos félsicos encontrados en la parte Este del sector, que pueden marcar el límite entre la etapa 1 y 2. Las rocas más representativas del Edificio Antiguo Superior 2, son flujos de lava de basaltos y traquibasaltos, que afloran principalmente en la mitad sur de la isla, donde constituyen el piso y las paredes inferiores de los barrancos. Las capas piroclásticas, también se pueden observar en esta sucesión de rocas. A lo largo de los afloramientos en los barrancos, estas rocas se observan en aparente concordancia con los basaltos más jóvenes. Los diques basálticos

son menos abundantes que en las unidades anteriores, pero podemos observar dos agrupamientos: el primero asociado a la actividad de Edificio Antigo Superior, mientras que el segundo, constituido por diques gruesos, representa el aporte de material para un nuevo edificio (Ancochea et al., 2006).

En el sector Este de la isla, se pueden observar los mejores afloramientos del Edificio Antigo Superior 2, así como de los demás edificios antiguos. Los Edificios Antigo Inferior y Superior 1, están cubiertos por los flujos de lava y piroclastos del 2. Existen fechamientos para dos flujos de esta secuencia, ambos situados debajo de los piroclastos felsicos de Jaragan, con valores de  $7,2\pm 0,15$  y  $6,8\pm 0,15$  Ma (Cantagrel et al. 1984). Existe también un fechamiento para un flujo que se encuentra intercalado entre los piroclastos con  $(6,6\pm 0,3)$  Ma (Ancochea et al., 2006)

### Edificio Joven

El Edificio Joven, tiene una edad de 5.7 a 4 Ma., está compuesto de flujos de lavas basálticas, traquibasálticas y de traquiandesita de más de 1000 m de espesor. Esta estructura, a diferencia del Edificio Antigo, nunca cubrió completamente la isla. Se limitó únicamente al centro y sur, y algunos barrancos profundos ubicados en el norte. En el Este y Norte de la isla el Edificio Joven se desarrolla conforme la estructura que presenta el Complejo Basal o el Edificio Antigo (Llanes et al., 2009).

El contacto entre las diferentes estructuras está, en ambos casos, marcado por una secuencia sedimentaria de gran espesor, que fue resultado de la erosión ocurrida en los edificios pre-existentes. En la parte sur de la isla, los basaltos se muestran concordantes con las estructuras antiguas que se encuentran en la zona. (Llanes et al., 2009).

Se pueden reconocer 2 etapas de formación de este Edificio Joven (Ancochea et al. 2006):

- Primera etapa:

Consiste en flujos basálticos y traquibasálticos, que están atravesados por algunos diques. Esta estructura aflora principalmente en la zona sur de la isla, aunque también en la parte central de la isla se pueden observar algunos afloramientos, que están cubiertos por vegetación. Tiene una edad de 5,7 a 4,7 Ma. (Ancochea et al. 2006)

- Segunda etapa:

Está formado por basaltos horizontales, traquibasaltos y traquiandesitas. Tuvieron un periodo de emision corto y estan fechados de 4,6 a 3,9 Ma (Cantagrel et al., 1989).

De igual manera que el Edificio Antiguo, el Nuevo presentó erosión por procesos fluviales (Llanes et al., 2009)

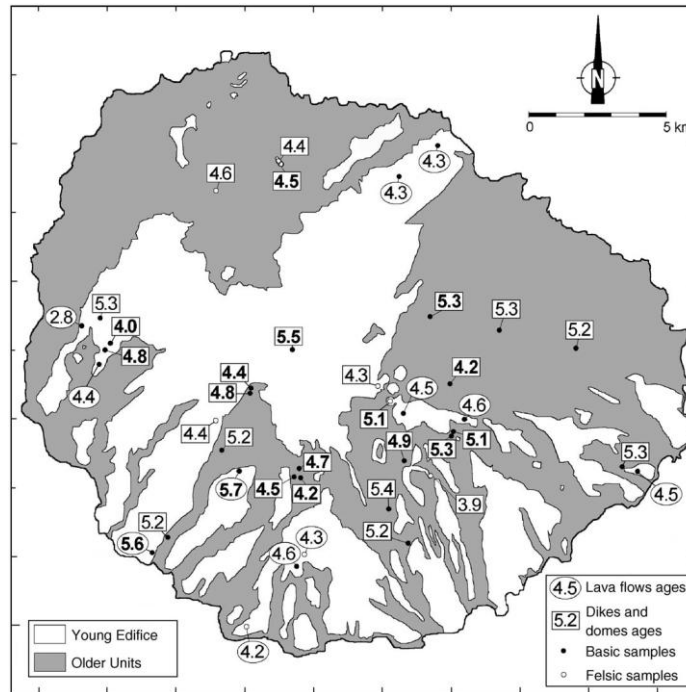


Fig 6.2. Distribución de los afloramientos de las rocas del Edificio Joven. (Ancochea et al., 2006)

La isla de La Gomera reporta actividad ocurrida más recientemente, con edades de 2.8-2.0 Ma, que consiste en algunos flujos de lavas que ocurrieron de manera intermitente (Cueto et al., 2004)

# Capítulo 7.

## Muestreo

El trabajo de campo se realizó en el barranco de la Rajita en la parte sur de la Isla de la Gomera. Se tomaron muestras de un total de 13 sitios y un promedio de 8 muestras por cada uno de ellos. En la figura se puede observar con un punto rojo la localización geográfica del lugar de muestreo dentro de la isla.

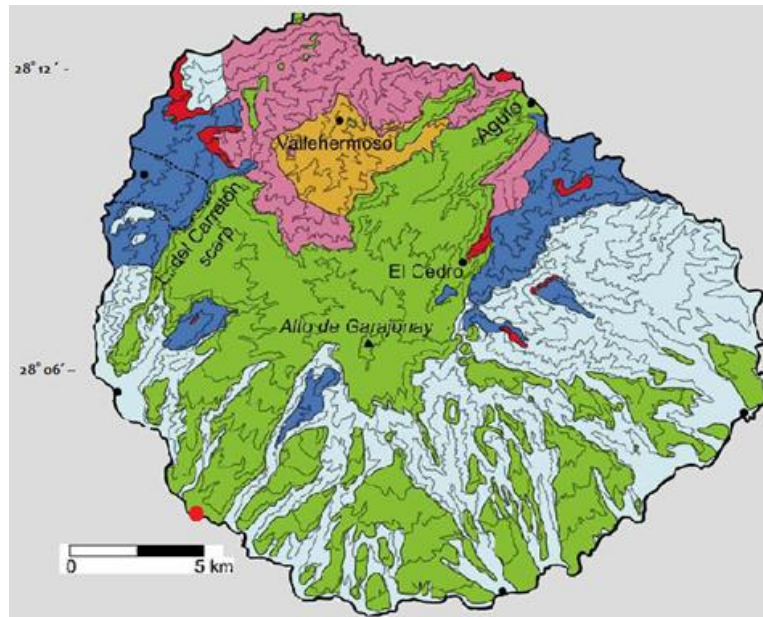


Fig 7.1. El punto rojo corresponde a la zona de muestreo

Esta zona presenta una datación en el barranco La Rajita, que arroja una edad aproximada de 4.7 a 5.7 Ma, que corresponden al edificio joven (Ancochea et al., 2006).

<b>Edificio joven</b>	2.0	<b>Edificio joven 2</b>	Alguna actividad basáltica
	4.6		Basaltos horizontales, (N y S)
<b>Edificio antiguo</b>	4.7	<b>Edificio joven 1</b>	Domos félsicos
	5.7		Flujos basálticos, rellenan cañones al sur
	6.2	<b>Edificio antiguo superior</b>	Domos y diques
	8.6		Rocas félsicas (domos y diques)
8.7-9	<b>Edificio antiguo inferior</b>	La actividad migra al sector sur	
10		Brecha	
<b>Complejo basal</b>	20		Actividad en el sector norte de las isla



## Muestreo

La recolección de muestras es trabajo de campo que consiste en extraer núcleos, de cada uno de los afloramientos de interés. Se toman alrededor de 7-10 muestras de cada sitio, para ser después analizadas en laboratorio. Una parte fundamental del trabajo durante la recolección de muestras, es llevar un registro de la orientación de la muestra “in situ”, esto es antes de ser removida del afloramiento. Sin realizar esta orientación, el vector de magnetización no puede ser referido a un marco de referencia geográfica. También es importante registrar si el material se encuentra en la posición en la que fue magnetizado para en caso de no ser así, hacer una corrección de lo que ocurrió en ese momento. En rocas esto implica normalmente buscar algún indicador paleohorizontal, En el caso de rocas volcánicas, el ángulo que forma la base sobre la que se depositaron estas rocas volcánicas no constituye una buena referencia. Las lavas pueden, por ejemplo, depositarse sobre estratos previamente inclinados. La referencia adecuada es el buzamiento de estratos intercalados o que se hallan por encima.

Rocas consolidadas.

Este método consiste en utilizar un taladro de con una punta cubierta de diamante, normalmente con 2.5 cm de diámetro interno, y enfriado con agua. Existen diversos modelos, eléctricos, de gasolina, de baterías recargables, o de generador portable, resultando necesario considerar la accesibilidad del afloramiento y la disponibilidad de agua que exista en el sitio.

Se coloca el taladro y se perfora considerando 5 y menos de 15 cm de largo de la muestra. Antes de removerla del afloramiento, debe ser orientada con respecto al norte y al plano vertical. Normalmente estos datos se obtienen con el uso de una brújula o un inclinómetro. Se dibuja una línea a lo largo de la muestra, sobre su borde superior, al igual que en cara de la muestra que afloraba, y esto se hace en base a las convenciones que tiene cada laboratorio.

Las rocas de magnetización débil pueden ser orientadas con la brújula, pero en caso que presenten una magnetización muy fuerte, es necesario utilizar una brújula solar, debido a que la magnética se ve afectada por la magnetización de la roca. Si se utiliza una brújula magnética, es necesario conocer la declinación local para realizar la corrección hacia el norte geográfico.

Posteriormente, cada muestra es cortada en varios especímenes de 2.2 cm de largo.

En este caso, se tomaron también muestras que no fue posible orientar, muestras de mano, de otro afloramiento, RJ8.

### Libreta de campo

<b>Colada</b>	<b>n/ N</b>	<b>Lat</b>	<b>Lon</b>
<b>RJ13</b>	8/7	28,05	342,70
<b>RJ12</b>	4/4	28,05	342,70
<b>RJ11</b>	8/7	28,05	342,70
<b>RJ10</b>	7/6	28,05	342,70
<b>RJ14</b>	6/5	28,05	342,70
<b>RJ9</b>	9/7	28,05	342,70
<b>RJ7</b>	9/8	28,05	342,70
<b>RJ3*</b>	9/8	28,05	342,94
<b>RJ1</b>	9/9	28,05	342,94
<b>RJ2+6</b>	8/6	28,05	342,94
<b>RJ4</b>	9/9	28,05	342,94
<b>RJ5</b>	8/8	28,05	342,94

**Columna estratigráfica**

RJ13		
RJ12		
RJ11		
RJ10		
RJ14		
RJ9		
RJ7		
RJ1	RJ3	
RJ2/6		
RJ4		
RJ5		

**Este del  
barranco**

**Oeste del  
barranco**



# Capítulo 8.

## Metodología y procedimientos experimentales.

Se programaron diferentes experimentos del magnetismo de las rocas, esto con el fin de identificar los minerales portadores de la remanencia, así como obtener información acerca de la estabilidad paleomagnetica de los mismos. Los experimentos programados son:

- Medida de las curvas termomagnéticas (de magnetización inducida y susceptibilidad en función de la temperatura. permiten determinar la temperatura de Curie y, con ello, los minerales portadores de la remanencia
- Determinación de los parámetros de la curva de histéresis. El análisis de los parámetros de la curva de histéresis permite determinar la estructura de dominios y el tamaño de grano de las muestras estudiadas.
- Adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM)

Los experimentos de desimanación térmica y por campos alternos en muestras piloto seleccionadas de todos los sitios se realizaron en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural de la UNAM (Campus Morelia).

Los experimentos de adquisición de IRM y la determinación de curvas de histéresis y de magnetización inducida en función de la temperatura se están llevando a cabo en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (España), mediante una balanza de traslación MMVTB.

### Métodos paleomagnéticos

El procedimiento paleomagnético se puede resumir de la siguiente manera:

- Muestreo
- Medición NRM, y muestras piloto. Establecimiento de método de desmagnetización
- Desmagnetización gradual y medición
- Análisis de resultados

## **Mediciones**

Para realizar las mediciones de Magnetización Natural Remanente se utiliza un magnetómetro de Giro JR6-A

### Magnetómetros de Giro

El principio básico de estos magnetómetros es la inducción electromagnética: cuando el momento magnético de una muestra se gira en o incluso cerca de una bobina o de un sistema fluxgate, un voltaje alterno es inducido en la bobina o en el circuito fluxgate. En general, la amplitud de la señal inducida es proporcional a la componente del momento magnético perpendicular al eje de rotación, y la fase puede ser utilizada para determinar la dirección de esta componente con respecto a una dirección de referencia en la muestra. La muestra debe girar aproximadamente al menos en dos ejes, para obtener tres componentes ortogonales del momento magnético y a partir de esto calcular el vector total. Generalmente las mediciones se realizan en 4, 6 y 12 orientaciones. El realizar las mediciones en diferentes orientaciones, nos proporciona información de la homogeneidad de la magnetización.

En sistemas basados en inducción de bobinas, el voltaje inducido, es función de la frecuencia de rotación, del número de vueltas y dimensiones de la bobina, al igual que la componente del momento de magnetización de la muestra en el eje perpendicular al eje de rotación.

### JR6A

Presenta dos velocidades de giro, la más alta, ofrece la máxima sensibilidad que se puede alcanzar y la más baja, ofrece la medición de sedimentos suaves. Su versión manual, esta diseñado para mediciones sencillas, con cambio manual de las posiciones de las muestras. Dependiendo de la precisión se puede medir la muestra en 2, 4 o 6 posiciones. Su sensibilidad  $2 \times 10^{-6}$  A/m, y velocidades de 87.7 rps y la baja de 16.7 rps.

Una vez medido la NRM, y establecido el método, se comienza la desmagnetización.

## **Métodos de Desmagnetización**

La Magnetización Remanente Natural de una roca, normalmente incluye varias componentes aportadas por granos ubicados en diferentes partes del espectro de temperatura de bloqueo. Habitualmente, el paleomagnetismo busca aislar y determinar la componente primaria o característica, ya que esta es adquirida al momento de formación de la roca, y es la que nos interesa estudiar. Considerando únicamente los procesos térmicos y no los químicos, tenemos que la magnetización va a residir únicamente en los granos más estables, esto es, en aquellos que tienen temperaturas de bloqueo altas y tiempos de relajación largos. Esto corresponderá a la primera componente, a menos que haya sido remagnetizado por un proceso posterior como un rayo o algún proceso que caliente a temperaturas mayores a la temperatura de Curie. La magnetización remanente secundaria parcial (pTRMs) y las componentes viscosas (VRMs) se mantienen en los granos menos estables.

Procedimientos de desmagnetización parcial y progresiva se utilizan para remover la magnetización de una muestra, trabajando de manera sistemática a través de la temperatura de bloqueo o el espectro de coercitividad. Esto permite la separación y determinación de componentes aportados por los granos en diferentes intervalos del espectro. Para más información es necesario identificar cual es la componente primaria y reconstruir la historia de la magnetización de nuestra muestra.

Existen dos métodos de desmagnetización, térmica y por campos alternos.

#### Desmagnetización térmica

Este método está basado directamente en el espectro de las temperaturas de bloqueo de los granos ferrimagnéticos de la muestra.

Después de medir el NRM, un espécimen es calentado a una temperatura pre establecida,  $T_h$ , y después enfriada a la temperatura ambiente, todo con un campo magnético cero. Este proceso coloca de manera aleatoria a los granos cuya temperatura de bloqueo ya haya sido excedida durante el calentamiento. Posteriormente, se realiza la medición de la remanencia que arroja el vector suma de los momentos de los granos cuyas temperaturas de bloqueo están por debajo de la temperatura a la cual se calentó la muestra. La resta vectorial de esto de la NRM original, nos da la magnetización removida, que corresponde a los granos que tienen temperaturas de bloqueo menores a la temperatura a la cual se calentó. En principio, la serie de calentamiento, alternado con mediciones de la magnetización remanente después de cada enfriamiento, permitirá un análisis completo de las componentes de magnetización que tiene una muestra.

Existen diversos tipos de hornos, cuyo principal requerimiento es que se pueda mantener libre de campo y que tenga una cámara de enfriamiento. La mayoría de los hornos funcionan con electricidad, cuidando que no se presente inducción. Tienen diferentes tamaños, pudiendo tener desde 12 hasta 50 muestras al mismo tiempo. Los tiempos de permanencia tanto en la cámara de calentamiento como de enfriamiento, varían, pero al menos son de 20-30 min en cada una.

### Desmagnetización por campos alternos.

Otra manera de realizar la desmagnetización de las muestras para remover la componente secundaria es a través del uso del espectro de coercitividad. En la magnetización por campos alternos, la muestra es colocada dentro de un solenoide, que está conectado a una fuente de corriente alterna, mientras se mantiene con un campo cero. La amplitud de la corriente alterna se incrementa hasta alcanzar un máximo, que corresponde al campo magnético máximo esperado, posteriormente, se regresa suavemente a cero. Cuando la corriente está en su máxima amplitud, los momentos magnéticos de los granos, con coercitividades por debajo de campo magnético correspondiente, siguen las oscilaciones a lo largo del eje del solenoide. Esto debe ser adquirido a través de un alineamiento sucesivo de cada uno de los 3 ejes de la muestra con los ejes del solenoide, mientras el campo magnético alterno, se va presentado en ciclos altos y bajos, de manera estadística.

### **Análisis estadístico**

#### Direcciones paleo magnéticas y polos

Las mediciones realizadas en el laboratorio proporcionan la dirección DI, y la intensidad de la magnetización remanente de cada material. A partir de las direcciones de cada espécimen, es necesario seguir ciertos procedimientos para obtener la información paleo magnética:

- Promediar las direcciones de cada espécimen del mismo sitio
- Evaluar si las direcciones realmente representan la dirección del campo cuando esa roca se formó
- Promediar las direcciones paleo magnéticas de diferentes sitios que correspondan a la misma unidad geológica
- Comparar las direcciones de diferentes unidades geológicas

Teniendo las paleodirecciones de los especímenes del mismo lugar, el primer



paso es calcular su promedio, obtenido a través del vector suma de N vectores unitarios. En el sistema de referencia geográfico, considerando x, y z como norte, este y abajo, los tres cósenos directores son:

$$L_i = \cos D_i \cos I_i$$

$$M_i = \sin D_i \cos I_i$$

$$N_i = \sin I_i$$

La declinación y la inclinación (D,I) en el sitio están dadas por

$$D = \text{atan}(m/l)$$

$$I = \text{asin}(n)$$

En paleomagnetismo, el significado de la dirección media, o la dispersión de los datos de la que fue calculada, se evalúan utilizando la estadística de Fisher. Cada dirección corresponde a un punto dentro de una esfera unitaria y asumiendo que están distribuidos con una simetría acimutal cerca del valor real, la función de densidad de probabilidad  $P(\theta)$  de Fisher esta dada por

$$P(\theta) = k \exp(k \cos \theta) / 4 \pi \sinh(k)$$

Donde  $\theta$  es el ángulo entre una dirección individual y la real y  $k$  representa el parámetro de precisión, que nos proporciona la concentración de los puntos, y varia de  $k=0$  si la distribución es uniforme, es decir cuando las direcciones están distribuidas aleatoriamente, y  $k$  tiende a  $\infty$  cuando están concentradas cerca de la dirección real. En realidad, no se conoce la dirección real, ni el valor de  $k$ , así que únicamente se pueden calcular sus mejores aproximaciones, que son la dirección media, que corresponde a la resultante, y la precisión

$$k = (N-1) / (N-R)$$

La dirección real tiene una cierta probabilidad de caer dentro de un cono centrado en la media y con un semi ángulo  $\alpha$ , que en el caso de la estadística de Fisher esta dada por

$$\cos(\alpha(1-p)) = 1 - (N-R) / R \cdot ((1/p)^{1/(N-1)-1})$$

Donde  $(1-p)$  es el nivel de confianza. Usualmente, un set  $p=0.05$ , entonces el ángulo  $\alpha_{95}$  corresponde al ángulo medio del cono en el que la dirección media cae un nivel de 95 % de probabilidad. El ángulo  $\alpha_{95}$ , puede ser considerado como el error que

afecta la dirección media, los errores para la declinación e inclinación están dados por

$$dI = \alpha_{95}$$

$$dD = \alpha_{95} / \cos I$$

En la red estereográfica, el cono de confianza es proyectado como un círculo, o una elipse dependiendo del tipo de red.

Los valores numéricos de los parámetros estadísticos son útiles para dar un valor cuantitativo de la dispersión. Y Son esenciales para evaluar la calidad de los datos.

### **Polos geomagnéticos virtuales (VGP) y paleopolos**

Considerando que la dirección del campo magnético de la tierra depende de las coordenadas geográficas, las direcciones paleo magnéticas de diferentes unidades geológicas pueden compararse únicamente en una escala regional. En una escala mas global la dependencia geográfica debe ser eliminada y se recurre a una referencia común, Como una primera aproximación la tierra se modela como un dipolo geocéntrico axial. En esta hipótesis, la dirección del campo siempre concurre en el polo. Por lo tanto, para comparar los datos de diferentes localidades, es necesario ir de la dirección paleomagnetica al polo geomagnético virtual. Con una dirección dada (D,I) obtenida del sitio, con coordenadas geográficas establecidas, el VGP correspondiente esta a lo largo del gran circulo que pasa por S, y forma, junto con el meridiano geográfico, un ángulo igual a la declinación D. La distancia angular entre S y VGP es la colatitud p, que es calculada con la formula del dipolo

$$\tan I = 2 \tan \lambda = 2 \cot p$$

$$p = \text{acot} (\frac{1}{2} \tan I)$$

la Latitud y longitud ( $\lambda_p$ ,  $\phi_p$ ) del VGP, están dados por las fórmulas

$$\lambda_p = \text{asin} (\sin \lambda \cos p + \cos \lambda \sin p \cos D)$$

$$\text{Donde } \beta = \text{asin} (\sin p \sin D / \cos \lambda_p)$$

El círculo de confianza de  $\alpha_{95}$  está asociado a la dirección media es transformado para los VGPs en una elipse, debido a que la relación entre la latitud y la inclinación no es lineal. El error dI es transformado en un error colatitudinal, que

corresponde al radio  $d_p$  de confianza de la elipse a lo largo del círculo mayor de S a VGP, mientras que el error  $d_D$  corresponde al radio  $d_m$  en la dirección perpendicular.

La no linealidad de la relación entre la latitud y la inclinación pasando por el polo ocasiona un problema en la metodología al momento de analizar los sitios de una misma unidad geológica, se debe calcular la dirección media y luego el correspondiente VGP.

### **Datos y análisis estadístico**

La mayoría de los magnetómetros arrojan como resultado las componentes del momento magnético de una muestra en los ejes x, y y z. y el software realiza los cálculos de transformación, dando como resultado el norte, este y abajo, o la declinación, inclinación y momento magnético. La intensidad de la magnetización es obtenida dividiendo el total los momentos magnéticos entre un volumen específico.

La desmagnetización de una muestra nos da una serie de vectores, que describen la magnetización que se tiene después de los procesos de desmagnetización. Para esto se utilizan 3 maneras de graficar los resultados.

a) intensidad de la magnetización contra los niveles de desmagnetización.

Si la dirección de remanencia cambia durante la desmagnetización, esta grafica nos da una aproximación de la temperatura de bloqueo o del espectro de coercitividad de la muestra.

b) proyección estereográfica

La proyección estereográfica de las direcciones de remanencia en cada paso de la desmagnetización, no nos dan información de la intensidad de la magnetización. Para una sola componente de magnetización la dirección no cambia durante la desmagnetización y los puntos se sobreponen unos a otros. Para una magnetización de dos componentes, la Magnetización remanente natural es el vector suma de las dos componentes. Conforme la temperatura de bloqueo mas baja se remueve, la punta del vector unitario de remanecía se mueve a lo largo del círculo mayor en la dirección de la componente mas estable. La dirección de la componente secundaria se encuentra en una extrapolación hacia atrás del círculo mayor.

c) graficas de componentes vectoriales.

Estas graficas combinan tanto intensidad como dirección, por la proyección sucesiva de los vectores de remanencia en dos planos diferentes que se representan en un solo diagrama (Zijderveld, 1971). Y pueden variar, el plano horizontal (N vs E) y vertical norte-sur (N vs Arriba). Los segmentos lineales corresponden a la remoción de las componentes de magnetización, y la dirección de esta componente puede ser medida directamente del diagrama. La componente que permanece en los granos con mayor temperatura de bloqueo o coercitividad, normalmente la componente primaria termina en un segmento lineal al origen.

# Capítulo 9

## Análisis y discusión de resultados

### 9.1 Composición y estabilidad de los minerales portadores de la remanencia

Con el fin de identificar los minerales portadores de la remanencia se realizaron diversos experimentos de magnetismo de las rocas:

- determinación de los parámetros de la curva de histéresis,
- adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM)
- medida de curvas termomagnéticas (magnetización inducida y susceptibilidad en función de la temperatura).

Todas las mediciones se llevaron a cabo con una Balanza de translación de campo variable (VFTB) en la Universidad de Burgos (España). Se tomaron muestras representativas de diferentes flujos y cada medición fue realizada en la misma muestra para diferentes flujos. Las primeras mediciones realizadas fueron adquisición de IRM y de campo inverso, posteriormente las curvas de histéresis y por último se calentaron las muestras para obtener las curvas Js-T.

Las curvas termomagnéticas permiten determinar la temperatura de Curie y, con ello, los minerales portadores de la remanencia. El análisis de los parámetros de la curva de histéresis permite determinar la estructura de dominios y el tamaño de grano de las muestras estudiadas.

#### Experimentos de adquisición de IRM

Las curvas de magnetización remanente isoterma se registraron aplicando un campo máximo de un valor aproximado de 1 T y la saturación se obtuvo siempre con campos de menos de 300 mT, en dos casos incluso menos de 150 mT. Este comportamiento posterior se observó en dos muestras en las que el principal portador de remanencia tenía temperaturas de Curie particularmente bajas, por debajo de los 200 °C. 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 (fig. 3).

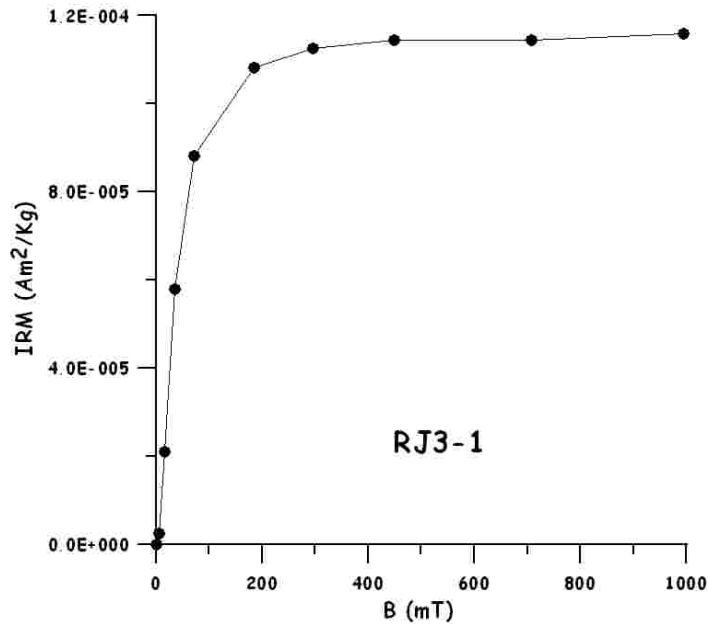


Fig 9.1. Ejemplo de curva de adquisición de remanencia isoterma (IRM) en función del campo aplicado B en una muestra del dique RJ3.

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. Las mediciones de IRM señalan fases de baja coercitividad como principales portadores de remanencia, caracterizados por una estructura pseudo-monodominio (PSD), reflejando probablemente una mezcla de granos multidominio (MD) y monodominio (SD).

### 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 siguiente se muestra un ejemplo de curva de histéresis de una de las muestras.

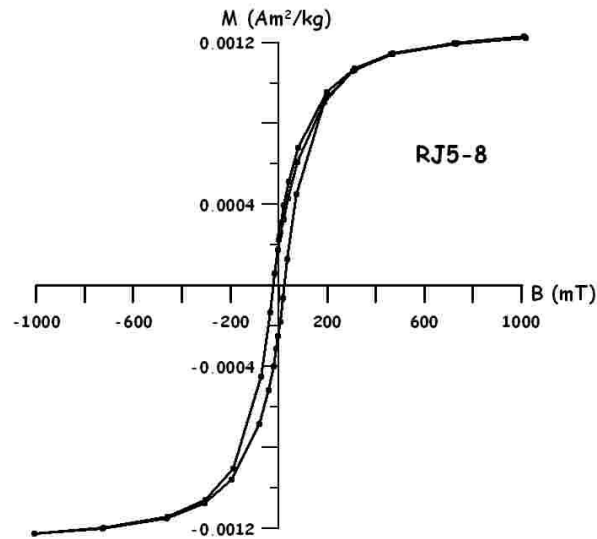


Fig. 9.2 Ejemplo de curva de histéresis (muestra RJ5-8).

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.

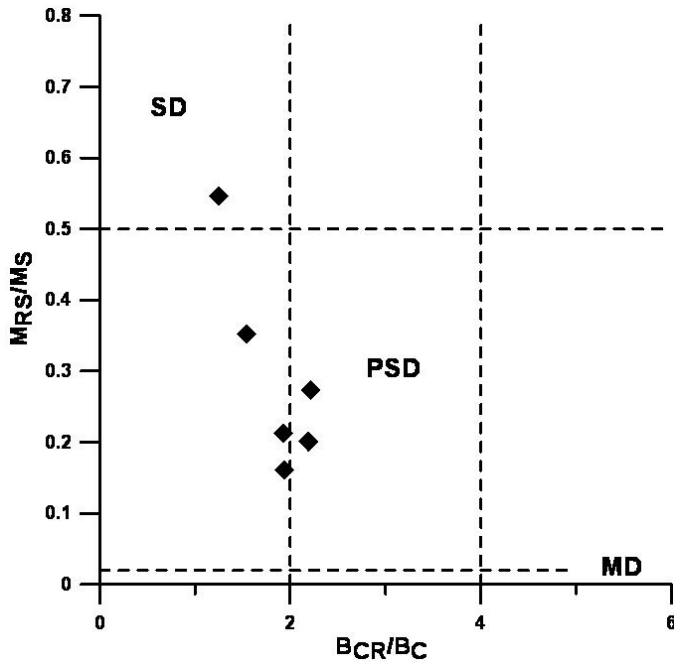


Fig 9.3 Representación del cociente de la remanencia de saturación y la magnetización de saturación ( $M_{RS}/M_S$ ) en función del cociente de la coercitividad de la remanencia y la coercitividad ( $B_{cr}/B_c$ ) de muestras del barranco de la Rajita en La Gomera. Los datos se han representado en un diagrama de Day (Day et al., 1977) modificado según Dunlop (2002).

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  $455^{\circ}\text{C}$ , la cual corresponde a una titanomagnetita de composición aproximada  $x \approx 0,3$ . Para el cociente  $J_{RS}/J_S$  esta composición eleva el límite entre las estructuras SD y PSD para el cociente  $J_{RS}/J_S$  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  $J_{RS}/J_S$  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.



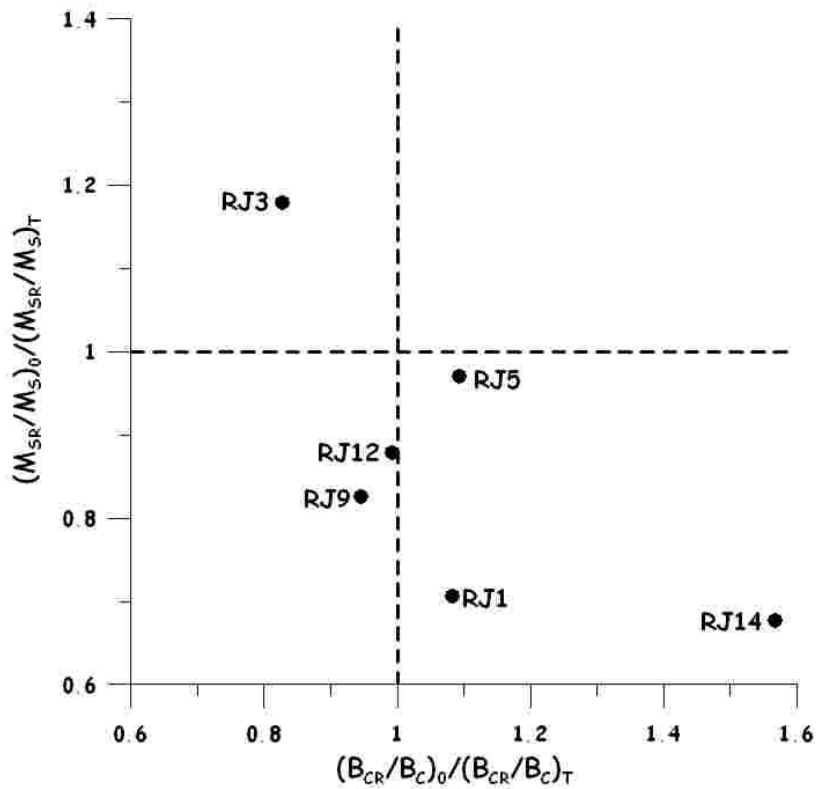


Fig 9.4 Variación de los cocientes  $M_{RS}/M_S$  (remanencia de saturación entre magnetización de saturación) y  $B_{CR}/B_C$  (coercitividad de la remanencia entre coercitividad) debido al calentamiento de las muestras. En cada eje se representa la relación de los valores del cociente correspondiente para las muestras sin calentar (subíndice 0) y después de haber sido calentadas a 600-700°C y enfriadas a temperatura ambiente (subíndice T).

En esta figura 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 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 una clara disminución del cociente  $M_{RS}/M_S$ , acompañado, en el caso de RJ14, de un pronunciado aumento del cociente  $B_{CR}/B_C$ . Todas estas muestras mostrarían unas características en mayor grado propias de una estructura multidominio después del calentamiento. La excepción la constituye RJ3, perteneciente al dique, en la cual aumenta  $M_{RS}/M_S$  y disminuye  $B_{CR}/B_C$ , reforzando las características de monodominio que ya caracterizaban a esta muestra.

### Curvas termomagnéticas

Las curvas termomagnéticas se midieron calentando las muestras, representativas pulverizadas de cada colada hasta temperaturas entre 600°-700°C en aire.

Se distinguieron 3 tipos de muestras se pueden distinguir:

Tipo H, muestras caracterizadas por la presencia de una fase ferromagnética en la curva de calentamiento, con una temperatura de Curie alta de aproximadamente 560-570 °C, baja Ti titanomagnetita como único portador de remanencia. Estas curvas muestran un comportamiento totalmente reversible o con un decremento moderado de la magnetización y de la temperatura de Curie en la curva de enfriamiento.

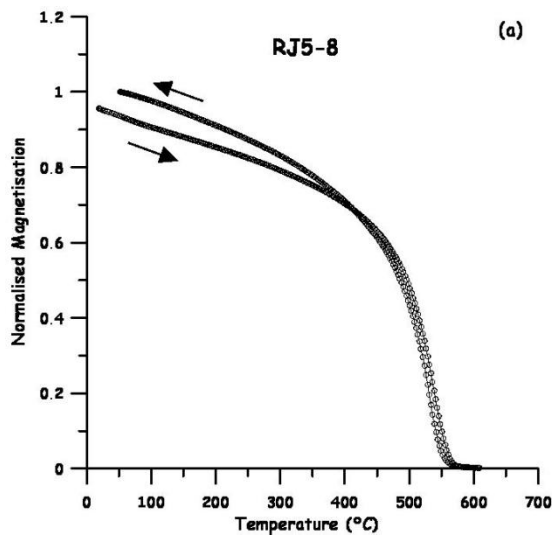


Fig.9.5 Curva termomagnética. Tipo H

Tipo M, están caracterizados por la presencia de dos fases ferromagnéticas en la curva de calentamiento. Una fase principal con Temperatura de Curie de aproximadamente 450 °C que puede corresponder a titanomagnetita con un parámetro de composición  $x \approx 0.3$  y una fase menos intensa con una temperatura de Curie de aproximadamente 560-580°C relacionada con una titanomagnetita baja en Ti. La curva de enfriamiento solo muestra esta última fase.

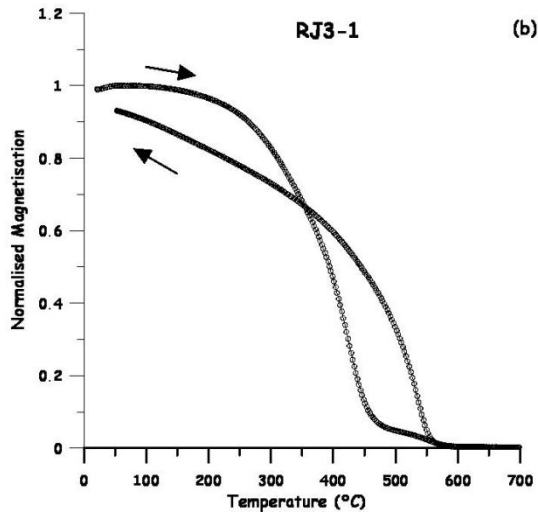


Fig.9.6 Curva termomagnetica. Tipo M

Tipo L. este tipo de curva tambien muestra dos fases de calentamiento, una fase de baja temperatura de Curie entre 120 y 200 °C, que corresponde a una composición de titanomagnetita  $x \approx 0.6-0.7$  y una temperatura de Curie intermedia de aproximadamente 400°C ( $x \approx 0.3$ ). la curva de enfriamiento muestra una fase con temperatura de curie alta de 515°C y la presencia de fases de temperatura intermedia y baja no se pueden excluir por completo, incluso si no aparecen claramente.

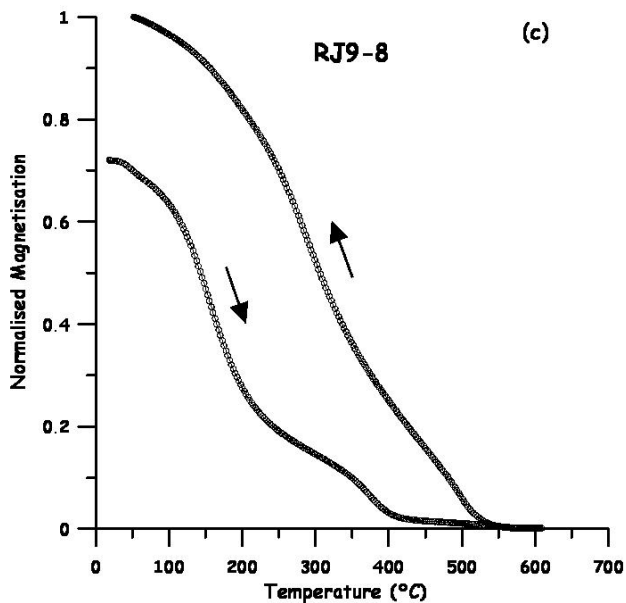


Fig.9.7 Curva termomagnetica. Tipo H

## Resultados paleomagnéticos.

Las mediciones paleomagnéticas se llevaron a cabo en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA-UNAM) con magnetómetros de giro JR5 y JR6A. Las mediciones de NRM arrojaron polaridad invertida en la mayoría de los casos. Inicialmente se tomaron tres muestras de cada flujo para desmagnetización térmica. Sin embargo, a temperaturas entre 300 y 450°C explotaron.

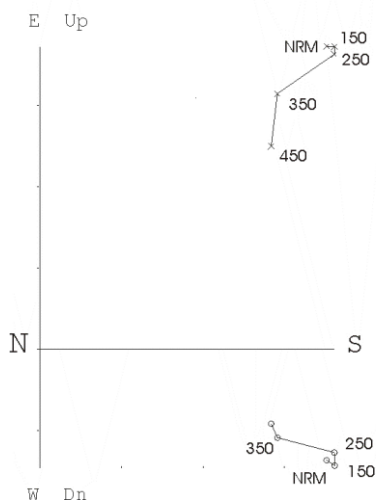


Fig 9.8. Ejemplo de desmagnetización por temperatura obtenida hasta el 450°C.

A estas temperaturas solo se había conseguido remover una parte de la magnetización remanente, y debido a que el porta muestras se rompió debido a la explosión, se decidió suspender este método y realizar la desmagnetización por el método de campos alternos, que se realizó con un desmagnetizador tipo 'Molspin'. Las direcciones de las componentes de magnetización remanente se obtuvieron en todos los casos por el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980).

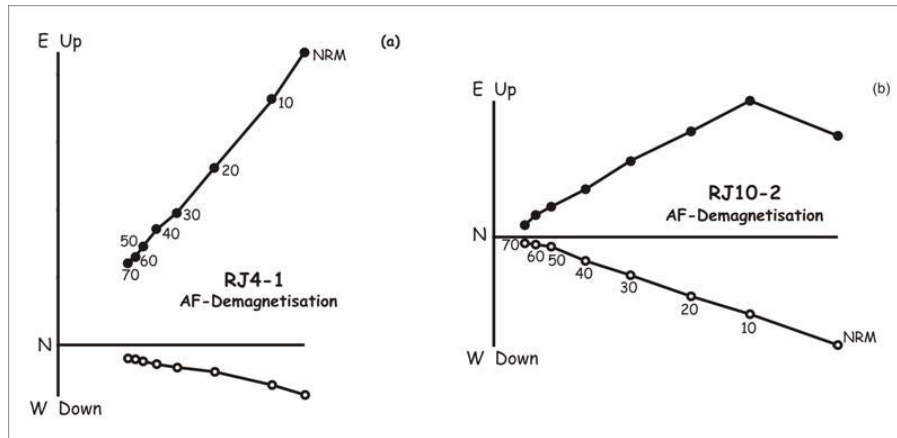


Fig. 9.11 Ejemplo de desmagnetización por campos alternos conocidos como diagramas de Zijderveld.

La figura muestra ejemplos de las muestras desmagnetizadas por campos alternos. En la mayoría de los casos, detrás de un pequeño registro de magnetización viscosa, que fue fácilmente removible con campos menores a 10-15 nT, se pudo distinguir solo una componente paleomagnetica, que en la mayoría de los casos presentaba polaridad invertida.

En aproximadamente 20% de los casos, la huella viscosa mostro una intensidad fuerte (de 30 o 40 % de la magnetización remanente), pero igualmente pudo ser removida con campos de desmagnetizacion bajos. Las direcciones paleomagneticas obtenidas para cada flujo y los polos geomagnéticos virtuales se observan en la siguiente tabla

<b>Flujo</b>	<b>n/N</b>	<b>Dec</b>	<b>Inc</b>	<b><math>\alpha_{95}</math></b>	<b>k</b>	<b>Lat</b>	<b>Lon</b>	<b>Plat</b>	<b>Plon</b>
<b>RJ13</b>	8/7	191.8	-34.6	9.8	824	28.05	342.70	75.9	144.7
<b>RJ12</b>	4/4	189.4	-30.9	3.1	63	28.05	342.70	75.7	158.0
<b>RJ11</b>	8/7	187.1	-23.7	4.2	62	28.05	342.70	73.0	173.0
<b>RJ10</b>	7/6	185.3	-24.7	4.5	28	28.05	342.70	74.1	178.1
<b>RJ14</b>	6/5	181.5	-22.3	4.0	66	28.05	342.70	73.5	192.3
<b>RJ9</b>	9/7	205.3	-50.8	5.4	191	28.05	342.70	67.8	92.1
<b>RJ7</b>	9/8	181.2	-40.0	3.2	275	28.05	342.70	84.6	185.5
<b>RJ3*</b>	9/8	172.8	-27.3	2.4	137	28.05	342.94	74.9	224.7
<b>RJ1</b>	9/9	184.5	-34.9	4.9	190	28.05	342.94	80.2	171.2
<b>RJ2+6</b>	8/6	194.0	-45.1	12.3	382	28.05	342.94	77.5	110.3
<b>RJ4</b>	9/9	200.1	-46.1	13.9	582	28.05	342.94	72.2	104.2
<b>RJ5</b>	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 <sub>95</sub> = 5.7

Tabla 9.1 . Direcciones paleomagnéticas y polos paleomagnéticos virtuales para cada flujo, y parámetros estadísticos.

La magnetización característica remanente (ChRM) de todas las lavas estudiadas y el dique, mostraron polaridad invertida. Esto concuerda con los resultados de datación K/Ar que arrojan una edad de  $5.6 \pm 0.1$  M.a. obtenidos por Ancochea et al. (2006) en un flujo de la secuencia La Rajita, que corresponde al cron C3r de polaridad invertida (Gradstein et al., 2004)

La dirección principal de la secuencia completa fue de  $D=188.2^\circ$ ,  $I=-35.4^\circ$  ( $k=46.9$ ;  $\alpha_{95} = 6.4^\circ$ ) y el polo paleomagnético calculado tiene una longitud de  $\lambda = 150.7^\circ$  y latitud de  $\phi = 78.8^\circ$  ( $k=59.4$ ;  $\alpha_{95} = 5.7^\circ$ ).

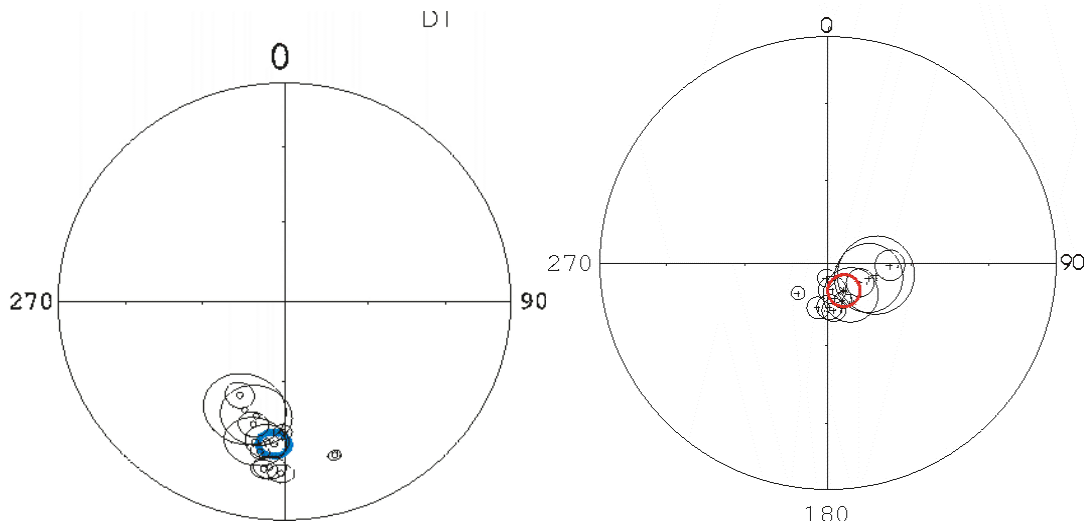


Fig. 9.12 a) Diagrama de Direcciones medias  $D=188.2^\circ$ ,  $I=-35.4^\circ$  ( $k=46.9$ ;  $\alpha_{95} = 6.4^\circ$ ), y b) polo paleomagnético  $\lambda = 150.7^\circ$  y latitud de  $\phi = 78.8^\circ$  ( $k=59.4$ ;  $\alpha_{95} = 5.7^\circ$ )

Si esto es comparado con el valor del polo de la ventana de 5 My de patrón de deriva polar construido por Besse y Courtillot (2002), longitud  $\lambda = 176.9^\circ$ , latitud  $\phi = 86.2^\circ$ ,  $k=105.5$  and  $\alpha_{95} = 2.6^\circ$ , ocurre que ambas  $\alpha_{95}$  se traslapan ligeramente, cada uno de los polos principales no se encuentra incluido en la región de confianza del otro polo, por lo que podemos observar que existe una diferencia menor entre ellos. Existen diferentes explicaciones para esto: la diferencia puede ser causada por movimientos tectónicos locales de la secuencia de coladas, heterogeneidades magnéticas locales durante el enfriamiento de la lava y la adquisición de la magnetización de remanencia (Valet and Soler, 1999) o el registro estudiado no es capaz de mostrar el promedio de tiempo de la variación secular necesario para una determinación apropiada de los polos paleomagnéticos. En este último caso, los resultados apuntan a una rápida emisión de las lavas que forman el Barranco de la Rajita. Por otro lado, solo es posible tomar polos paleomagnéticos de las Islas Canarias para comparación. Si la dirección media de los tres polos paleomagnéticos de las Islas Canarias incluidos en la base de datos de Besse y Courtillot (2002) en el intervalo entre 3.5 y 8 My My (Storevedt et al., 1978; 1979; Carracedo and Soler, 1995) junto con el polo obtenido por Leonhardt and Soffel (2006) en el volcán Teno en flujos de lava de 6.0 My es calculada, se obtiene un polo principal con longitud de  $\lambda = 141.8^\circ$  and latitud  $\phi = 83.3^\circ$  ( $k=336.0$ ;  $A_{95} = 5.0^\circ$ ). Resultado que concuerda con el presentado en este trabajo, y el polo obtenido en la secuencia de la Rajita no se puede distinguir de la posición del polo de las Islas Canarias en el Plioceno-Mioceno superior.

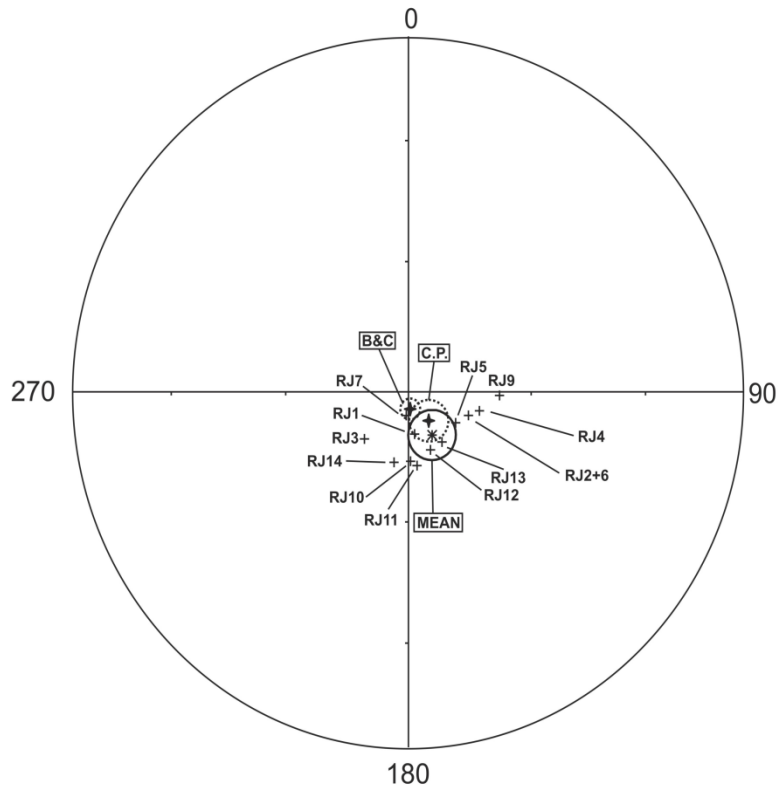


Fig.9.13 VGP de cada sitio, y VGP medio comparado con el esperado y con diferentes modelos.

Como se puede observar en la tabla presentada, las diferencias angulares entre los ejes de rotación de la Tierra y la latitud de los VGP es, en todos los casos, menor de 45°, un valor adoptado normalmente como ángulo límite (Johnson et al., 2008) para distinguir entre la variación secular y direcciones de polaridad intermedias. En este trabajo la latitud de VGPs menor tiene el valor de 68°.

Para estimar la variación angular de los VGPs de la secuencia de la Rajita, se puede calcular la dispersión angular total, mediante la siguiente expresión:

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

Donde N es el número de sitios usados en el calculo y  $\delta_i$  es la distancia angular del enésimo VGP del dipolo axial. Es necesario corregir por la dispersión angular del sitio  $S_w$  (McElhinny and McFadden, 1997), por lo que la dispersión angular total corregida esta dada por la siguiente ecuación:



$$S_B^2 = S_T^2 + \frac{S_w^2}{n}$$

Donde n es el promedio de número de muestras medidas en cada flujo. Los valores obtenidos para la dispersión angular es de  $S_B=5.9$ , con un limite de confianza superior de confianza  $Sup= 8.0$  e inferior de  $Slow=4.6$ . Esta dispersión es claramente más pequeña que el promedio obtenido para esta latitud, obtenido para los últimos 5 My. En la figura siguiente, se compara la dispersión angular obtenida en este trabajo, para la secuencia de lavas de La Rajita con una latitud de  $28^\circ N$ , con la obtenida en el modelo fenomenológico G (McFadden et al., 1988) para variaciones de latitud de VGP. El valor de  $S_B$  de este estudio, es menor que el obtenido por el modelo. Las direcciones paleomagnéticas obtenidas para la secuencia de coladas de la Rajita, no parecen abarcar un periodo de tiempo suficiente para promediar la variación secular. Estos flujos de lava fueron probablemente emitidos en intervalos de tiempo relativamente cortos.

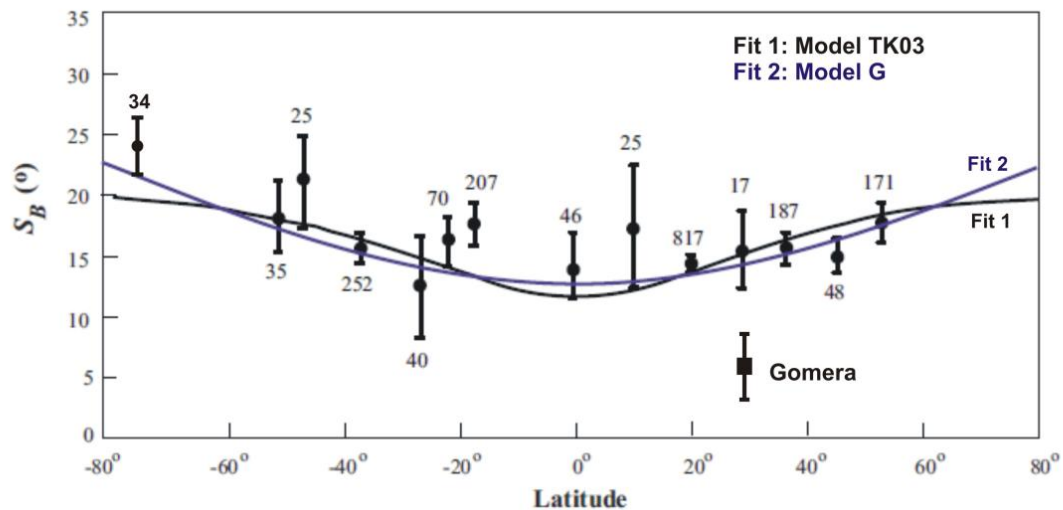


Fig. 9.14 Comparación de los resultados de dispersión angular obtenidos, comparado con diversos modelos, (modificado de Johnson et al. 2008.)

### Comparación con el registro del observatorio geomagnético y estimaciones de la duración del evento volcánico

Para tratar de conocer el tiempo relativo que hubo entre una colada y otra, se utilizaron datos de valores absolutos de Declinación e Inclinación correspondientes a esta zona y , se estimó el tiempo entre cada colada

Estos valores se obtuvieron de dos bases de datos distintas:

- Observatorio Geomagnético de Güimar-Tenerife (GUI): perteneciente a la red global de observatorios INTERMAGNET que monitorea el campo magnético Terrestre. Formada por observatorios que cumple con algunas especificaciones estándar para medir el campo geomagnético, tales como una resolución de 0.1nT Este observatorio se encuentra situado a 27 km de Santa Cruz de Tenerife y a 4 km de la población de Güimar a 868 m sobre el nivel del mar (28° 19.31'N, 16°26.4'W). Opera desde febrero de 1993.
- NGDC (Centro Nacional de Datos Geofísicos) perteneciente a la NOAA (Administración Nacional Atmosférica y Oceánica). Los valores de la NOAA son calculados mediante el IGRF (campo geomagnético de Referencia internacional) publicado por IAGA (asociación internacional de Geomagnetismo y Aeronomía), que consiste en un modelo matemático del campo geomagnético principal, que se usa en modelos del interior de la tierra, de la corteza y la magnetosfera. El IGRF es resultado de la cooperación de varios modeladores de campo, e institutos que se encargan de coleccionar datos de la red de observatorios y de los satélites. El IGRF es una serie de modelos matemáticos del campo geomagnético, y de su tasa de variación anual (variación secular). Se introducen los datos de latitud y longitud del lugar, y la fecha que se desea, y con base al IGFR, arroja el valor de la Declinación.

En el caso del Observatorio de Guimar-Tenerife se tienen datos medios anuales de Declinación e Inclinación desde que entro en funcionamiento el observatorio, desde 1993 y hasta 2008. En el caso de los proporcionados por la NOAA se tiene datos de Declinación desde 1900.

En cada caso, se estimó la tasa de cambio del campo magnético, realizado una interpolación entre los años transcurridos con mediciones y el cambio en los valores de Declinación de cada año. Por otro lado se obtuvieron los grados de diferencia que existen en los valores de Declinación de cada una de las coladas con respecto a la colada siguiente, y conociendo la tasa estimada de cambio del campo geomagnético en esta zona, se interpolo la edad relativa que existe entre las lavas. En la tabla se observan los años calculados con cada tipo de datos.

<b>Sito</b>	<b>NOAA (años)</b>	<b>Observatorio GUI (años)</b>
RJ14		
RJ13	90.6	65.62935
RJ12	21.0	15.20854
RJ11	20.3	14.68621
RJ10	15.7	11.34708
RJ9	175.4	127.0135
RJ7	211.3	153.0528
RJ1	28.8	20.86975
RJ2	83.6	60.53628
RJ4	53.4	38.68763
RJ5	51.1	37.04561

Tabla 9.2. Edades relativas entre las coladas, a) con base a datos de la NOAA, b) con base al observatorio geomagnético de Güimar-Tenerife

Los resultados obtenidos con cada tipo de datos varían entre sí, esto se puede deber a diversas razones, el intervalo de tiempo de los datos del observatorio geomagnético de Güimar-Tenerife, es de únicamente 15 años, por lo que la tasa puede no ser tan precisa. Pero por otro lado, a pesar de que los valores de Declinación media anual proporcionados por la NOAA corresponden a un intervalo mayor, de 100 años, donde se puede registrar mejor la variación del campo geomagnético, estos datos, no corresponden a mediciones, sino a modelos matemáticos, por lo que en ambos casos, se tiene que considerar que las edades relativas obtenidas, son únicamente una estimación de la edad entre la emisión de una colada de lava y la otra.

En la siguiente gráfica se observa el comportamiento que tiene la Declinación, Inclinación y Paleolatitud, en tiempos relativos de las coladas, con base en los tiempos obtenidos con datos del observatorio geomagnético de Güimar-Tenerife. Se puede observar que en la mayoría de los casos el tiempo transcurrido entre cada una de las coladas no es mucho, menos de 50 años, y el máximo corresponde a 200 años.

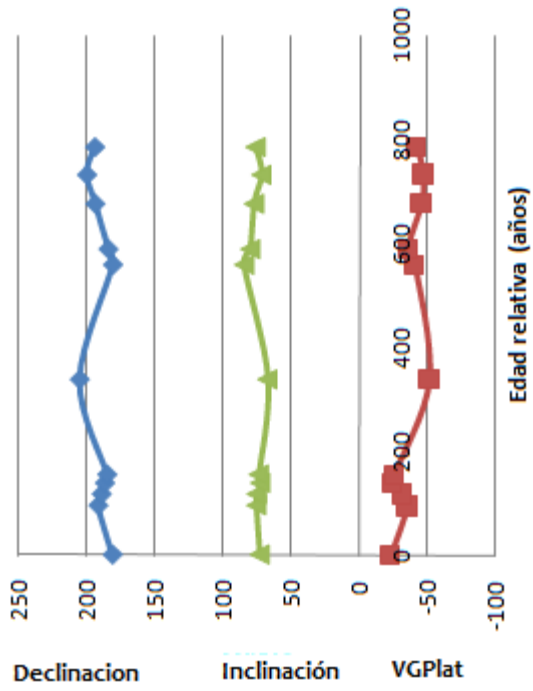


Fig.9.15. Variación de la Declinacion, Inclinacion y Paleolatitud, graficada en función de las edades relativas entre las lavas.

# Conclusiones

Se realizó el análisis de 11 coladas de lava del Barranco de La Rajita, ubicado en la Isla de la Gomera, perteneciente al archipiélago de las Islas Canarias, España. Esta isla ha sido muy poco estudiada, por lo que este trabajo es una contribución para entender el desarrollo y evolución de esta isla. Así mismo, es una contribución para estudiar las variaciones que presenta el campo magnético.

El trabajo se dividió en dos partes principales, el análisis de las propiedades magnéticas de las rocas, y el análisis paleomagnético de las muestras.

En la primera parte, el magnetismo de las rocas, se realizaron tres experimentos: Análisis de las curvas termomagnéticas, donde se catalogaron las muestras en 3 categorías distintas: i) Tipo H, muestras con titanomagnetita con bajo contenido de Ti como único portador de remanencia; ii) Tipo M, muestras con una fase principal de temperatura de Curie intermedia ( $T_c=450^\circ\text{C}$ ) y otra con titanomagnetita de bajo contenido de Ti; iii) Tipo L, muestras con una fase de baja temperatura de Curie ( $T_c=120^\circ$  a  $200^\circ\text{C}$ ) y otra fase con temperatura de Curie intermedia ( $T_c=400^\circ\text{C}$ ). El segundo experimento consistió en las mediciones de IRM señalan fases de baja coercitividad como principales portadores de remanencia, que junto con el análisis de los parámetros de la curva de histéresis, se sugiere que el tamaño de grano de la mayoría de las lavas estudiadas corresponde a partículas de dominio pseudosimple que puede ser interpretado también como una mezcla de partículas de dominio simple y multidominio..

Por otro lado, los experimentos paleomagnéticos, donde se realizó la desmagnetización por el método de campo alternos, y se obtuvieron las direcciones de las componentes de magnetización remanente por el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980). Estos experimentos revelan una única componente paleomagnética. La remanencia característica de todos flujos de lava estudiados y el dique, muestra polaridad invertida. La dirección media es  $D = 188.2^\circ$ ,  $I = -35.4^\circ$  ( $k=46.9$ ;  $\alpha_{95} = 6.4^\circ$ ) y los polos paleomagnéticos calculados muestran una longitud  $\lambda = 150.7^\circ$  Este y una latitud  $\phi = 78.8^\circ$  Norte ( $k=59.4$ ;  $A_{95} = 5.7^\circ$ ).

Para analizar la variación secular, se ha observado la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGP). La dispersión de los VGP es  $S_B = 5.9$ , con un límite de confianza superior  $S_{up}=8.0$  y un límite de confianza inferior  $S_{low} = 4$ .

Estos resultados fueron comparados con el valor del polo de la ventana de 5 My de patrón de deriva polar construido por Besse y Courtillot (2002), longitud  $\lambda = 176.9^\circ$ , latitud  $\phi = 86.2^\circ$ ,  $k=105.5$  and  $\alpha_{95} = 2.6^\circ$ ), ocurre que ambas  $\alpha_{95}$  se traslapan

ligeramente, cada uno de los polos principales no se encuentra incluido en la región de confianza del otro polo, por lo que podemos observar que existe una diferencia menor entre ellos. Existen diferentes explicaciones para esto: la diferencia puede ser causada por movimientos tectónicos locales de la secuencia de coladas, heterogeneidades magnéticas locales durante el enfriamiento de la lava y la adquisición de la magnetización de remanencia (Valet and Soler, 1999) o el registro estudiado no es capaz de mostrar el promedio de tiempo de la variación secular necesario para una determinación apropiada de los polos paleomagnéticos. En este último caso, los resultados apuntan a una rápida emisión de las lavas que forman el Barranco de la Rajita.

Para estimar la duración de dicho intervalo, se compararon los resultados paleomagnéticos con datos geomagnéticos actuales del observatorio de Güimar en Tenerife a 100 km de la Isla de la Gomera y del Campo de Referencia Geomagnética Internacional (IGRF). Estimando la tasa de variación del campo magnético en la zona, y realizando una interpolación lineal con los valores de Declinación de las lavas. Con base en esto se piensa que la emisión de las lavas pudo durar de 6 a 9 siglos.

## Bibliografía

- Anguita, F. and 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. and Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol.. Geotherm. Res*, 103, 1-26.
- Araña, V. and Ortiz, R., 1991. The Canary Islands: tectonic, magmatism and geodynamic framework. In: Kampuzo, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), *Magmatism in extensional Structural Settings – The Phanerozoic African Plate*. Springer, New York, pp. 209-249.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. B11, doi:10.1029/2000JB000050.
- Cantagrel, J.M., Cendrero, A., Fúster, J.M., Ibarrola, E., and 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.M., Day, S., Gillou, H., Rodríguez, E., Canas, J.A. and Pérez, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin. *Geol. Mag.*, 135, 591-604.
- Carracedo, J.C. and Soler, V., 1995. Anomalously shallow paleomagnetic inclinations and the question of the age of the Canarian Archipelago. *Geophys. J. Internat.*, 122/2: 393-406.
- Cox, A., 1969. Confidence limits for the precision parameter k. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 18, 545-549.
- Day, R., Fuller, M. and 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 paléocontraites. Thesis. Université de Nice. 146pp.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D., Zankl, G. and 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 neighbouring seamounts in the eastern North Atlantic. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 111, 55-87.
- Guillou, H., Carracedo, J.M., Paris, R. and Pérez-Torrado, F.J., 2004. Implications for early shield stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222, 599-614.
- Glen, J.M., Valet, J.P., Soler, V., Renne, P.R. and Elmaleh, A. (2003). A Neogene geomagnetic polarity transition record from lavas of the Canary Islands, Spain: episodic volcanism, and/or metastable transitional fields? *Geophys. J. Int.*, 154, 426-440.
- Glatzmaier, G.A. and Roberts, P.H., 1997. Simulating the geodynamo. *Contemp. Phys.* 38, 269–288.
- Hoernle, K.A. and 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., C. G. Constable, L. Tauxe, R.W. Barendregt, L.L. Brown, R.S. Coe, P. Layer, V. Mejia, N.D. Opdyke, B.S. Singer, H. Staudigel, and D. Stone, 2008. Recent investigations of the 0-5 ma geomagnetic field recorded in lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9:Q04032, doi:10.1029/2007GC001696.
- Kirschvink, J. L. 1980., The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kuang, W. and Bloxham, J., 1997. An Earth-like numerical dynamo. *Nature* 389, 371–374.
- Leonhardt, R., 2006. Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences*, 1420-1431.



- Leonhardt, R. and 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. and Banerjee, S.K., 1979. Paleosecular variations from lake sediments, *Rev. Geophys. Space Phys.* 17, 244–249.
- McElhinny, M.W. and McFadden, P.L., 1997. Paleosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophys. J. Int.*, 131, 240-252.
- McFadden P., Merrill T. and 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. and 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.
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Coe, R. y Grommé, C.S (1985). The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition, 2. Field intensity variation and discussion of reversal models, *J. Geophys. Res.*, 90, 10417-10448.
- Storevedt, K.M., Svalestad, S., Thomassen, K., Langlie, A., Nergard, A. and 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. and Lovlie, R., 1979. Paleomagnetism and the early magmatic history of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Geophys.*, 46, 319-334.
- N. Thouveny, 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, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 91, 123–142.
- Valet, J.P. and Soler, V., 1999. Magnetic anomalies of lava fields in the Canary Islands. Possible consequences for paleomagnetic records. *Phys. Earth Planet. Int.*, 115, 109-118.

- K.L. Verosub, 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. *Geophys. J. Int.*, 119, 648-666.
- Wilson, J.T., 1973. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 41, 863-870.