



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**Estudio de las variaciones del campo magnético terrestre  
registradas en dos secuencias de coladas volcánicas de edad Miocena  
y Pleistocena**

**T E S I S**

**Que para optar por el grado de doctor en Ciencias de la Tierra**

**P R E S E N T A:**

**Ana Luz Caccavari Garza**

**Directores de tesis:**

Dr. Avto Gogichaishvili (Instituto de Geofísica, UNAM)  
Dr. Manuel Calvo Rathert (Posgrado en Ciencias de la Tierra)

**Miembros del comité tutor:**

Dr. Harald Böhnel (Centro de Geociencias, UNAM)  
Dr. Edgardo Cañón Tapia (Posgrado en Ciencias de la Tierra)  
Dr. Vicente Soler (Posgrado en Ciencias de la Tierra)  
Dr. Vicente Ruiz Martínez (Posgrado en Ciencias de la Tierra)

México, DF. Junio, 2014



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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

## Resumen

1. Introducción
2. Generalidades del campo magnético terrestre
  - 2.1. Origen
  - 2.2. Variaciones
  - 2.3. Caracterización y estudio
  - 2.4. Modelo del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD)
3. Variación secular
  - 3.1. Variación Paleosecular (PSV)
  - 3.2. Campo promediado en el tiempo (TAF)
  - 3.3. Calidad de los datos
    - 3.3.1. Distribución temporal
    - 3.3.2. Distribución espacial
    - 3.3.3. Calidad
    - 3.3.4. Datos transicionales
  - 3.4. Modelos globales del campo
    - 3.4.1. Algunos ejemplos
  - 3.5. Modelos estadísticos de PSV
    - 3.5.1. Algunos ejemplos
  - 3.6. Bases de datos globales
    - 3.6.1. Algunos ejemplos
4. Inversiones y excursiones del Campo Magnético Terrestre
  - 4.1. Inversiones
    - 4.1.1. Morfología del campo transicional
    - 4.1.2. Intensidad absoluta geomagnética durante las transiciones

- 4.1.3. Modelos de campo transicional
- 4.2. Excursiones
  - 4.2.1. Morfología de las excursiones
- 4.3. Escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS) y escala de tiempo de inestabilidades geomagnéticas (GITS)
  - 4.3.1. GPTS
  - 4.3.2. GITS
  - 4.3.3. Métodos de estimación de la duración de las transiciones y excursiones.
- 5. Contexto geológico de la secuencia de Saro, Cáucaso Menor, Georgia.
- 6. Paleomagnetismo y dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de una secuencia de coladas de lava basálticas de edad Pliocénica en el Cáucaso Menor: registro de una rotación en sentido horario y análisis de la variación paleosecular.
  - 6.1. Resumen
  - 6.2. Introducción
  - 6.3. Dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
  - 6.4. Magnetismo de las rocas
  - 6.5. Paleomagnetismo
  - 6.6. Discusión de resultados
  - 6.7. Conclusiones
- 7. Contexto geológico de la secuencia de Hermigua, Isla de la Gomera, Islas Canarias, España.
- 8. Estudio integrado de paleomagnetismo, paleointensidad y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en una polaridad Miocena registrada en una secuencia de lava en La Gomera, Islas Canarias.
  - 8.1. Resumen
  - 8.2. Introducción
  - 8.3. Dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
  - 8.4. Magnetismo de las rocas
  - 8.5. Paleomagnetismo
  - 8.6. Paleointensidad

8.7. Discusión de resultados

8.8. Conclusiones

9. Conclusiones generales

10. Bibliografía

# Resumen

Se presenta un trabajo que pretende analizar las variaciones de origen interno del campo magnético de la Tierra más notables: la variación secular y las transiciones de polaridad. Para ello se seleccionaron dos secuencias de lava basáltica, una de ellas situada en el Cáucaso menor, en la República de Georgia y la otra en la isla de la Gomera (Islas Canarias, España), con el fin de llevar a cabo en ellas análisis paleomagnéticos y de paleointensidad.

La ventaja de estudiar rocas volcánicas es que pueden proveer un registro confiable e instantáneo del campo magnético terrestre (p.ej., Prévot *et al.*, 1985) debido al mecanismo de adquisición de la remanencia magnética en estas rocas, la magnetización termoremanente (TRM). Además pueden poder aportar datos de paleointensidad absoluta. Aunque las rocas sedimentarias, aunque proveen un registro continuo de las paleodirecciones, las características de su magnetización remanente impiden obtener un registro instantáneo de la variación de la dirección del campo magnético de la Tierra (Verosub, 1977; Lund y Banerjee, 1979; Thouveny, 1987). Además, no permiten la determinación de la paleointensidad absoluta.

Con el fin de determinar las características de las variaciones registradas en ambas secuencias se llevaron a cabo diversos experimentos: Análisis paleomagnéticos, paleointensidad y magnetismo de las rocas, determinaciones radioisotópicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y estudios de microscopía.

Las secuencias seleccionadas están ubicadas una en el Cáucaso Menor, en Georgia y Ma y la segunda en la Isla de la Gomera, Islas Canarias, en España. Las edades de estas secuencias e obtuvieron con dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , en este trabajo y de datos anteriores. La primera tiene una edad de 1.7 Ma y la segunda 9.7 Ma. Ambas secuencias están formadas por 39 flujos de lava y se considera que abarcan un intervalo de tiempo suficiente para registrar la variación secular y una transición de polaridad.

Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de las rocas y de microscopio electrónico y óptico, con el fin de caracterizar los minerales portadores de la remanencia y su estabilidad magnética, obteniendo en ambas secuencias titanomagnetitas con diferentes contenidos de titanio como los principales portadores y una mezcla de tamaño de grano de dominio sencillo y multidominio.

Se obtuvieron las direcciones características de la remanencia de los 39 flujos que forman cada una de las secuencias. La secuencia ubicada en el Cáucaso Menor, presenta direcciones inversas en todos los flujos, por lo que resulta ideal para el análisis de la variación secular. En la segunda secuencia estudiada, y como se había reportado previamente (Glen *et al.*, 2003), se observa una transición de polaridad: Formada por 25 flujos con direcciones normales en la parte baja, y por 14 flujos donde queda registrada la transición, en la parte superior de la secuencia.

El análisis de los resultados paleomagnéticos y las edades radiométricas obtenidas en el presente estudio y un trabajo previo realizado en la secuencia permite dos explicaciones acerca del tiempo de emplazamiento de la secuencia: (i) Los 36 flujos inferiores de la secuencia se emitieron entre los cronos de polaridad normal Reunión y Olduvai, y los tres flujos superiores después del cron Olduvai, con un hiato en la actividad volcánica de más de 150 kyr o (ii) La secuencia completa se emitió entre 1.778 Ma y  $1.73 \pm 0.03$  Ma, después del cron Olduvai. La primera interpretación concuerda con las seis edades obtenidas previamente (Lebedev *et al.*, 2008) en la parte baja de la secuencia, mientras que la segunda concuerda con la tasa de erupción rápida de la secuencia propuesta por Lebedev *et al.* (2008), así como con la similitud entre las direcciones paleomagnéticas determinadas en el flujo inferior de la parte de arriba y el superior de la parte de abajo, y el parecido petrológico de los 36 flujos inferiores con los 3 superiores.

La comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos en este trabajo, con la dirección esperada muestra que los valores en la inclinación coinciden, pero los valores en la declinación presentan una desviación hacia el Este de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$ . Esta discrepancia se puede explicar como resultado de una rotación de la secuencia, que se debe haber producido por las estructuras extensionales con componente strike-slip que se observan, en un contexto compresivo, en el área de estudio.

La dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs, por sus siglas en inglés) registrada en la secuencia, se observa ligeramente más baja que la esperada. Para analizar este comportamiento, primero se calculó la dispersión de los VGPs con respecto al polo paleomagnético obtenido de la media fisheriana de todos los VGPs. Después se calculó respecto al polo Euroasiático esperado para 0 Ma de los VGPs, tras aplicar una rotación de  $19.2^\circ$  en sentido contrario a las manecillas del reloj a la secuencia, es decir, deshaciendo la rotación

respecto al eje vertical observada. La dispersión observada en ambos métodos, independientes entre sí, es bastante similar, permitiendo la deducción de que la variación secular está razonablemente bien promediada respecto a la media de la secuencia de Saro, y por lo tanto se observa que ocurrió una rotación en sentido de las manecillas del reloj.

Como no se observa una rotación vertical diferenciada entre las partes superior e inferior de la secuencia, se concluye que la secuencia completa debe haber experimentado una rotación de  $19.2^{\circ} \pm 5.8^{\circ}$  en sentido de las manecillas de reloj entre  $1.73 \pm 0.03$  Ma y el presente.

En el caso de la secuencia de la Isla de la Gomera, como se mencionó anteriormente, se observa registrada una transición de polaridad, formada por 25 flujos de polaridad normal, seguidos por 14 flujos transicionales. Los 25 flujos normales de la parte baja de la secuencia tienen una dirección media de  $D=359.6^{\circ}$ ,  $I = 42.4^{\circ}$  ( $N = 25$ ;  $\alpha_{95} = 5.1^{\circ}$ ;  $k = 33$ ) que concuerda con los valores esperados. Por encima, los 14 flujos muestran un comportamiento direccional transicional irregular, que incluye varias direcciones transicionales, sugiriendo la ocurrencia de un precursor a la transición. Si esto último es tomado en cuenta, la duración máxima estimada para la transición es de 12000 años. La presencia de un agrupamiento de los polos geomagnéticos virtuales en el oeste del Océano Atlántico observado en este trabajo, coincide con registros de transiciones miocenas previos. De manera interesante, esta región corresponde a un centro de flujo radial del campo no dipolar actual.

Con base en las edades radiométricas y las direcciones paleomagnéticas observadas en este trabajo junto con las direcciones reportadas previamente en la parte superior de la secuencia (Glen et al., 2003), se obtiene que la inversión corresponde a la transición normal a inversa C4Ar2n a C4Ar3r.

Para complementar la caracterización del campo durante la transición se llevaron a cabo determinaciones de paleointensidad. Nueve sitios con un total de 48 muestras fueron analizados, obteniendo resultados satisfactorios en 27 de las 48. Los valores medios de paleointensidad están en un rango entre  $5.57 \pm 2.39$  y  $41.10 \pm 4.43$   $\mu\text{T}$ , y los valores medios de polos dipolares virtuales (VDMs) obtenidos en cada flujo (calculados a partir de la inclinación media de cada colada) están en un rango entre  $1.11 \pm 0.48$  y  $8.63 \pm 0.96 \times 10^{22}$   $\text{Am}^2$ . Las determinaciones no satisfactorias estuvieron asociadas, en la mayoría de los casos, a curvas cóncavas en el diagrama



de Arai, asociadas con partículas multidominio. Aunque no fue posible la determinación de paleointensidad en las coladas transicionales, los flujos que se encuentran cercanos a las direcciones transicionales muestran valores claramente más bajos que los esperados

El análisis de la variación secular en la parte de la secuencia con polaridad normal, es más baja de lo esperado, probablemente debido a su cercanía con la transición de polaridad.

La caracterización del campo en momentos de estabilidad en la polaridad y en momentos de transición, nos permiten entender las características de cada uno de estos procesos, sus similitudes y diferencias. Se buscó también contribuir con datos paleomagnéticos y de paleointensidad en dos zonas caracterizadas por su escasez de datos de buena calidad.

# 1. Introducción

Casi al mismo tiempo que William Gilbert define a la Tierra como un gran imán en su tratado *De magnete* en 1600, Henry Gellibrand destaca que éste no permanecía constante ni en tiempo ni en espacio (1653). Es por esto que el estudio del campo magnético a lo largo del tiempo está definido, en gran medida, por el estudio de sus variaciones.

En 1701, Edmund Halley observa que la línea agónica (donde la declinación magnética es cero) presenta una deriva hacia el Oeste, dando a conocer uno de los principales cambios del campo geomagnético: La variación secular. Ésta ha sido estudiada en los observatorios geomagnéticos desde 1873, cuando Friedrich Gauss instala el primer observatorio geomagnético en Gotinga, Alemania.

Por otro lado, David en 1904 y Brunhes en 1906, observaron la existencia de rocas con magnetización “inversa” al campo magnético presente. En 1929, Matuyama atribuyó, por primera vez, esta magnetización inversa en las rocas a una polaridad geomagnética inversa, definiendo con ello el segundo rasgo notable del campo: Las inversiones de polaridad.

La variación secular, las inversiones de polaridad y las, más recientemente documentadas (Bonhommet y Babkine, 1967; Smith y Foster, 1969), excursiones geomagnéticas definen un campo magnético terrestre en constante movimiento.

Aunque actualmente existe gran cantidad de estudios al respecto, aún no se conoce por completo la naturaleza y características de estos cambios, y su estudio continua siendo un punto de interés importante.

Al igual que el campo magnético de la Tierra, las variaciones que presenta este campo también son generadas en el núcleo externo líquido, y se ven influenciadas por los procesos

magnetohidrodinámicos generados dentro del núcleo y derivados en gran medida del contacto con sus fronteras con el núcleo interno sólido y el manto.

Es por eso que el estudio de las variaciones del campo, además de ayudarnos a entender el comportamiento del campo magnético terrestre, nos ayuda a comprender más sobre el interior de la Tierra.

La existencia del CMT abarca mucho más allá de la existencia del ser humano, por lo que para su estudio es necesario recurrir a información de este tiempo, esto se logra gracias a los registros existentes en las rocas sedimentarias y volcánicas, y más recientemente en materiales arqueológicos. También hay que considerar que el periodo de las variaciones del campo es del orden de  $10^3$  a  $10^4$  años para las inversiones y  $10^2$  a  $10^5$  años para la variación secular, por lo que a pesar de contar con un registro histórico de los últimos 400 años (Jackson *et al.*, 2000) y mediciones generadas tanto en los observatorios geomagnéticos como en los satélites, es necesario abarcar un periodo de tiempo mayor.

En el caso de la variación secular, una de las metodologías utilizadas para estudiarla es analizar la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs, también por sus siglas en inglés) con respecto al polo esperado. Con base en esto, se recurre al uso de modelos estadísticos para la variación paleosecular (PSV, por sus siglas en inglés) (p.ej. McFadden *et al.*, 1988; Constable y Parker, 1988; Quidelleur y Courtillot, 1996; Tauxe y Kent, 2004 que reflejan las componentes dipolares y no dipolares del campo. Estos modelos son generados a partir de diversas compilaciones globales de datos paleomagnéticos (p.ej. McElhinny y McFadden, 1997; Lawrence *et al.* 2006; Johnson *et al.*, 2008).

Para el estudio de las variaciones del CMT se recurre también al uso de modelos globales (p.ej. Johnson y Constable, 1997; Johnson y Constable, 1995; Korte y Constable, 2005; Jackson *et al.*, 2000) donde, al promediar el campo en el tiempo (o TAF, por sus siglas en inglés) se pueden observar las diferentes desviaciones que presenta el campo con respecto a un gran dipolo alineado con el eje de rotación de la Tierra, que se considera como la estructura con la que está asociada el CMT, y se conoce como dipolo geocéntrico axial (GAD). Estas desviaciones momentáneas con respecto al GAD corresponden a etapas de las inversiones y excursiones geomagnéticas. El estudio del comportamiento de las transiciones y las excursiones nos puede

aportar gran información sobre el papel que juegan la componente dipolar y no dipolar del campo en durante estas transiciones y su relación con los procesos el interior de la Tierra.

El conocimiento que se tiene del campo magnético terrestre es derivado en gran medida de datos paleomagnéticos y de arqueomagnetismo, que proporcionan información sobre su dirección. Sin embargo, debido a que el campo magnético está definido por un vector, para obtener un estudio completo del campo es importante caracterizar no únicamente las direcciones de este vector, sino también su intensidad. Aunque el estudio de la paleointensidad del campo se puede llevar a cabo en rocas sedimentarias, la señal registrada en ellas únicamente nos permite conocer una paleointensidad relativa del campo, razón por la cual el estudio de rocas volcánicas que arrojan valores de paleointensidad absoluta, resultan más completos para la caracterización integral del comportamiento del campo magnético. Así, la comparación de las características del campo en momentos de transición y en momentos de polaridad estable nos permite observar las diferencias que presenta el campo en estos dos estados y de esta manera entender qué procesos llevan a uno u otro estado; a su vez, esto nos ayuda a determinar cuáles son las características inherentes a cada uno, así como los procesos internos de la Tierra a los que están asociados.

Para llevar estudiar las variaciones del CMT mencionadas y basados en el estudio del campo magnético registrado en las rocas volcánicas, se seleccionaron dos secuencias de lava basáltica: Saro, en el Cáucaso Menor en Georgia, y Hermigua en la isla de la Gomera, Islas Canarias, España.

La primera de la secuencias estudiadas, la secuencia de Saro, está formada por 39 flujos de lava basáltica cuya colada superior se ha datado en el presente estudio e en 1.7 Ma. Está ubicada en la meseta de Dzavahejeti, en el Cáucaso Menor. Los resultados paleomagnéticos obtenidos han mostrado que Las 39 coladas de la secuencia registran polaridad inversa. El análisis de la dispersión angular de los VPG, ha permitido estudiar el comportamiento de la variación secular registrada en la secuencia, además, se ha podido observar que ocurrió una rotación de 19° respecto al eje vertical con sentido de las manecillas del reloj en la secuencia. Cabe resaltar que la zona del Cáucaso está caracterizada por la cantidad de esfuerzos tanto compresionales como extensionales derivado de la convergencia aún activa de las Placas Arábiga y Euroasiática (p.ej. Adamia *et al.*, 2011), que pueden ser los causantes de la rotación

observada en la secuencia. Los resultados de este trabajo han sido publicados en Caccavari *et al.* (2014).

La segunda secuencia estudiada, la secuencia de Hermigua, está formada por 39 flujos de lava datados en 9.7 Ma. (Glen *et al.*, 2003) y está ubicada en la Isla de la Gomera, en el archipiélago canario, en España. En el presente trabajo, esta secuencia ha permitido obtener nuevos datos paleomagnéticos sobre una transición de polaridad Miocena e información sobre la intensidad del campo y la variación secular en el tiempo inmediatamente anterior a la misma. Los resultados de este trabajo se han enviado a Caccavari *et al.*, (enviado a GJI)

Esta memoria se divide en tres partes principales: Primero se realiza una descripción teórica de los conceptos principales en el estudio de las variaciones del campo (Capítulos 2-4) y posteriormente, en el capítulo 5 se caracteriza la zona de estudio del Cáucaso Menor y en el capítulo 6 se presentan los resultados obtenidos en esta zona de estudio. En el capítulo 7 se presenta la zona de estudio de la secuencia ubicada en la isla de la Gomera y en el capítulo 8 los resultados obtenidos en esta secuencia. Finalmente se presentan las conclusiones generales. De manera general, los objetivos del presente trabajo son:

- Contribuir al estudio de las variaciones del campo magnético de la Tierra mediante la obtención de nuevos datos paleomagnéticos y de paleointensidad durante transiciones y en la proximidad de las mismas
- Establecer la fiabilidad y calidad de los datos de PM y PI mediante rockmag y microscopía.
- La interpretación de direcciones paleomagnéticas en un contexto tectónico regional Incrementar el número de datos paleomagnéticos disponibles en las zonas de estudio.
- Obtención de nuevos datos de edades para comprender mejor el contexto temporal



# 1. Generalidades del campo magnético terrestre

## 1.1. Origen

Caracterizar el campo magnético de la Tierra, así como presentar diversos conceptos utilizados en su estudio, es el objetivo principal de este apartado, pues ello permitirá explicitar algunos de los precedentes en los que se fundamenta de la presente investigación.

Una de las características más notables de la Tierra es la presencia de un campo magnético en el que está inmersa y que en gran medida, la protege de la radiación proveniente del Sol. El origen de este campo magnético proviene en su mayoría del núcleo externo líquido - formado de hierro (Fe)-, cuyas características están definidas por la interacción de las corrientes del núcleo externo líquido con las fronteras con el núcleo interno sólido formado principalmente de Fe y níquel (Ni)-, así como con el manto interno (formado principalmente de óxido de silicio).

El origen del campo magnético de la Tierra se puede dividir en cuatro fuentes principales (Lanza y Melloni, 2006):

a. El campo principal, generado en el núcleo fluido de la tierra funciona como dinamo autoexcitada. El campo principal representa el 95 % del campo total, es el más intenso de todos (en un rango de 30.000 nT en el Ecuador y 60.000 nT en los polos) y presenta cambios espaciales y temporales, en periodos de tiempo tanto en periodos de tiempo muy corto, del orden de días como muy amplios. Aunque es principalmente dipolar, también presenta componentes no dipolares.

b. El campo cortical es producido por las rocas magnetizadas y se encuentra, como su nombre lo indica, en la corteza. 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 así como a las características de las propias rocas (mineralogía magnética, fracción de minerales magnéticos del total de la roca).

c. El campo externo es el producido por corrientes eléctricas provenientes de la ionósfera y magnetósfera, provenientes de la interacción de la radiación solar electromagnética, el viento

solar y el campo magnético de la Tierra. El campo producido en la ionósfera es conocido como campo ionosférico, mientras que el producido por las corrientes magnetosféricas se conoce como campo magnetosférico. Las magnitudes de los mismos pueden presentar grandes cambios con el tiempo, o bien cambios muy pequeños 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. En días magnéticamente perturbados, tanto el campo magnetosférico como el ionosférico 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.

d. El campo magnético, resultante de un proceso de inducción electromagnética, es aquel generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y en la parte superior del manto por variaciones externas de campo. Estas corrientes 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.

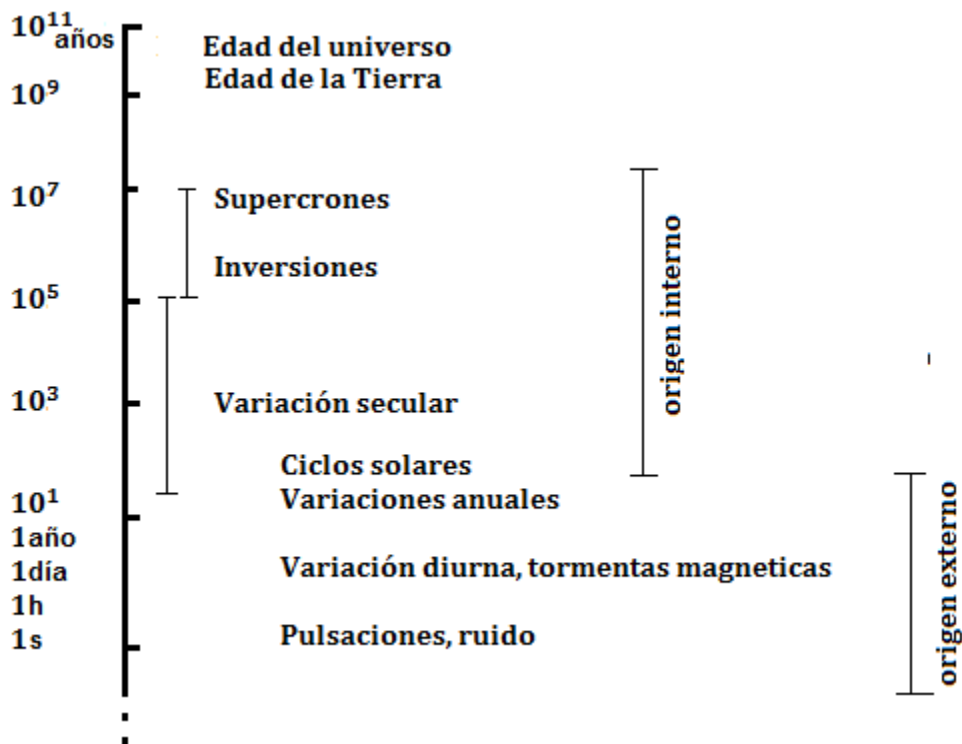
El límite en el espacio dentro del cual se encuentra confinado el campo magnético terrestre es la magnetopausa. Fuera de este límite se encuentra el campo magnético interplanetario, producido por el Sol y transportado por el plasma conocido como viento solar.

Como se mencionó arriba, el campo principal, funciona a modo de dinamo autoexcitada, asociado al movimiento de las corrientes de convección del núcleo externo formado de Fe, Ni y algunos componentes más ligeros. La fuente de esta convección aún no se conoce con certeza pero se cree que es debida a varios factores como el enfriamiento del núcleo, el giro de la Tierra sobre su eje y las diferentes densidades del fluido de Fe/Ni del núcleo externo causada por su contacto con el núcleo interno, De igual manera que su contacto con el núcleo interno afecta el proceso hidrodinámico del núcleo externo, también lo hace el contacto con el manto. El límite entre el núcleo y el manto en la bibliografía a menudo se designa por sus siglas en inglés CMB (core-mantle boundary).



## 1.2. Variaciones

El campo magnético de la Tierra presenta variaciones de diversos tipos: de origen interno y de origen externo a la superficie de la Tierra. Las variaciones externas como las tormentas solares y variación diurna, entre otras, presentan periodos de duración muy cortos del orden de segundos a días, y su origen proviene del Sol y su interacción con el campo externo de la Tierra; estas variaciones no definen el comportamiento del campo interno y quedan por lo tanto fuera del interés de este estudio.



**Figura 2.1** Esquema de las variaciones del Campo Magnético Terrestre

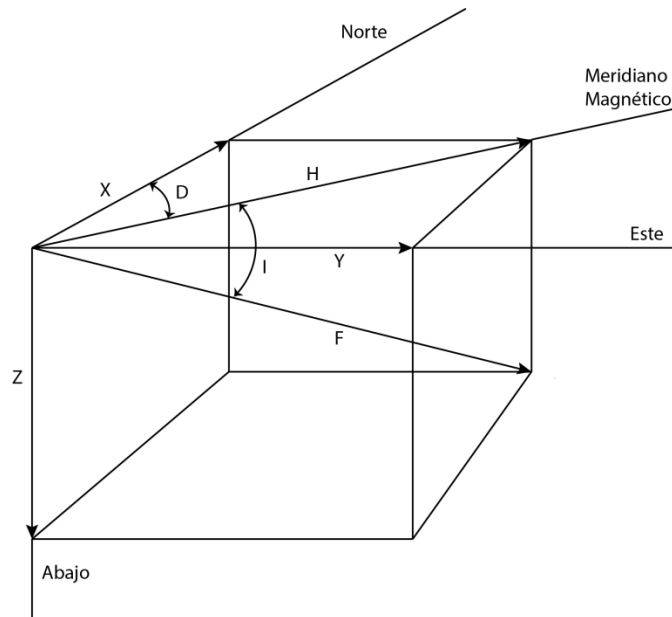
Las variaciones de origen interno están asociadas con los movimientos de las corrientes en el núcleo externo y su interacción con las fronteras del mismo, y las observadas en superficie son de periodos de duración de rango muy amplio, del orden de años a millones de años (Fig. 2.1). Las más notables son la variación secular, las inversiones de polaridad y las excursiones geomagnéticas.

La variación secular es una deriva del campo principal, en periodos que van desde años hasta decenas de miles de años. Afecta tanto a la parte dipolar, como a la no dipolar.

En las inversiones de polaridad la dirección del vector magnético cambia de dirección, y la intensidad presenta una fuerte disminución el campo puede mantenerse en una polaridad u otra por periodos de  $10^5$ - $10^8$  Ma. Existen también variaciones conocidas como excursiones geomagnéticas, que son rasgos que representan desviaciones respecto al valor “normal” de la variación secular, para los cuales una transición de polaridad completa no ha sido establecida (Laj y Channell, 2007).

### **2.3 Caracterización y Estudio**

El campo magnético terrestre se describe mediante el vector campo magnético,  $F$ ; la dirección de este vector puede representarse por tres componentes ortogonales:  $X$  y  $Y$ , que son las componentes horizontales del vector (que apuntan al Norte y al Este, respectivamente) y  $Z$ , la componente vertical (que apunta hacia abajo). La proyección del vector magnético en el plano horizontal nos genera su componente horizontal  $H$ . También se puede describir la dirección del vector utilizando coordenadas polares: declinación,  $D$ , inclinación,  $I$  e intensidad. La declinación es el ángulo entre el vector del campo proyectado en el plano horizontal y el norte geográfico. La inclinación es el ángulo del vector del campo con el plano horizontal. La magnitud del vector nos define la intensidad del campo (Fig. 2.2).



**Figura 2.2** Componentes del vector magnético,  $F$ .  $X$  y  $Y$ ; componentes horizontales,  $Z$ : componente vertical.  $H$ : proyección el vector magnético en el plano horizontal.  $D$ : Declinación,  $I$ : Inclinación

El campo magnético de la Tierra se puede medir de manera directa; se cuenta con una gran cantidad de registros en tiempo histórico, tanto de observatorios geomagnéticos como de mediciones más antiguas (Jackson *et al.*, 2000), así como las mediciones realizadas actualmente por los satélites. Sin embargo, debido a la antigüedad que tiene el campo y a que los intervalos de tiempo que se requieren para estudiar el campo magnético interno de la Tierra son mayores al tiempo del que el hombre tiene registros, la única manera para estudiar el campo magnético fuera de estos periodos, es a través del estudio de la magnetización de las rocas volcánicas y sedimentarias, y de objetos arqueológicos, que tienen la capacidad de registrar la dirección del campo magnético de la Tierra existente en el momento de la formación de las mismas, de manera paralela y proporcional. Aunque las rocas sedimentarias tienen la ventaja de proveer datos de manera continua no es posible reproducir en el laboratorio las condiciones en las que se lleva a cabo la adquisición de la remanencia en estas rocas, y por lo tanto no se pueden llevar a cabo estudios de paleointensidad absoluta. Por esta razón, aunque en el caso de las rocas volcánicas la continuidad de los registros depende de la actividad eruptiva del lugar, si se cuenta con una secuencia de lavas que abarquen un periodo de tiempo suficientemente largo, su estudio permite

tener registros de paleointensidad absoluta, que complementan de manera importante el estudio de las direcciones del campo magnético.

Los conceptos de polo paleomagnético, polo geomagnético virtual (VGP), momento virtual dipolar (VDM) y momento virtual dipolar axial (VADM), abreviados así por sus siglas en inglés, también son utilizados para caracterizar el campo magnético obtenido de datos de magnetización. El VGP es el polo del dipolo que produciría la (paleo) dirección de la magnetización observada en una determinada localidad a una cierta latitud geográfica, el polo paleomagnético es el promedio vectorial en una esfera (Fisher, 1953) de los VGPs, que representa la posición del GAD obtenido de datos paleomagnéticos para una cierta latitud y tiempo, el VADM describe el momento del dipolo que habría producido la (paleo) intensidad en la localidad estudiada, depende de la latitud geográfica, mientras que el VDM depende de la inclinación del sitio.

Una herramienta recurrente en el estudio del comportamiento del campo magnético, así como de sus variaciones, consiste en promediar el campo magnético en el tiempo (TAF en sus siglas en inglés -time averaged field-). Realizar este promedio, nos permite observar el comportamiento del campo a lo largo de intervalos de tiempos mayores, tanto para analizar tiempos de polaridad estable como inversiones y excursiones geomagnéticas. El comportamiento del campo promediado en el tiempo se compara con el esperado para un dipolo geocéntrico axial (GAD) que, como se explicara más adelante, es la aproximación más sencilla para el campo magnético de la Tierra. En los intervalos de tiempo donde la polaridad del campo magnético no se invierte, se busca estudiar la variación secular, que cuando se estudia en periodos de tiempo más allá del registrado en los observatorios se conoce como variación paleosecular (PSV). El análisis del TAF y PSV, basan sus resultados en la obtención de parámetros estadísticos y su posterior modelado.

También, para el estudio de campo, se recurre al uso de modelos globales a través del uso de los armónicos esféricos. Estos modelos están basados en que el potencial magnético escalar en una fuente generado por un campo interno, obedece las ecuaciones de Laplace, y permite el cálculo del potencial resultante o del campo magnético asociado a cualquier punto fuera de la región fuente. Para poder realizar estos modelos se cuenta con grandes bases de datos que se han

generado mediante la compilación de datos provenientes de muchos estudios geomagnéticos, paleomagnéticos y de paleointensidad, que se discutirán más adelante.

## **2.4. Modelo del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD)**

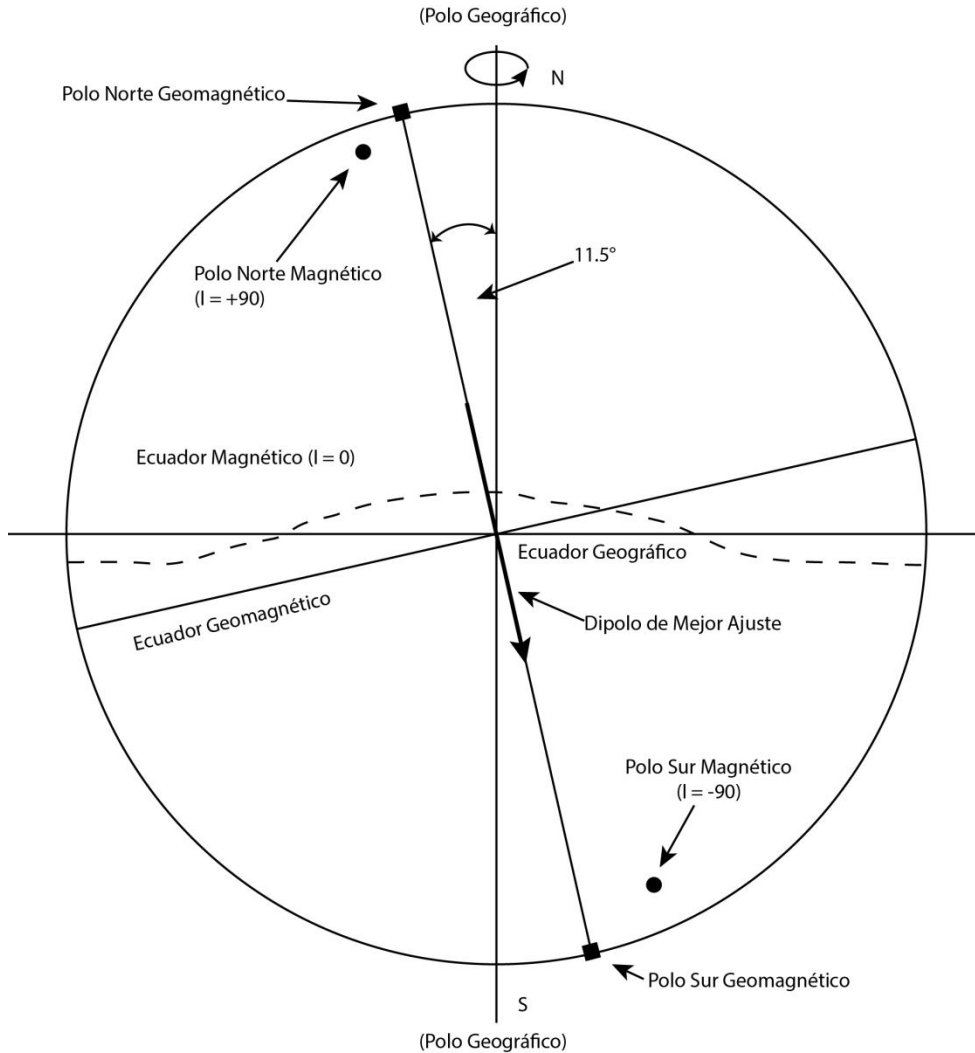
El modelo del dipolo geocéntrico axial (GAD) es un modelo estadístico, en el que se promedia el campo durante decenas de miles de años (McElhinny y Merrill, 1975). De esta manera, pese a que en el campo geomagnético en un instante no tiene un comportamiento totalmente dipolar, al promediarlo, el campo principal adquiere una configuración que básicamente coincide con la de un dipolo magnético alineado con el eje de rotación y ubicado en el centro de la Tierra.

Debido a la importancia crítica de la hipótesis del modelo del GAD, y a que éste no tiene un sustento teórico riguroso, diversos autores se dieron a la tarea de probar su validez utilizando direcciones magnéticas de rocas relativamente jóvenes. Usando el modelo estadístico creado por Fisher (1953), Hospers (1954) fue el primero en mostrar que el GAD provee una buena aproximación del campo magnético observado. Opdyke y Henry (1969) usaron observaciones paleomagnéticas de muestras del fondo marino para demostrar que la aproximación del GAD se ha mantenido los últimos 2.5 My.

La hipótesis del GAD sugiere que el campo magnético surge de un dipolo alineado con el eje de rotación de la Tierra, que corresponde a la componente dipolar que representa el ~95%, mientras que el ~ 5% restante corresponde la componente no dipolar. El campo no dipolar se puede determinar por la diferencia entre el mejor ajuste del campo dipolar con el campo geomagnético observado.

De manera general, se observa que el campo se vuelve más simple y más dipolar entre más nos alejamos del límite manto-núcleo y nos acercamos a la superficie. Sin embargo, incluso en la superficie continúa siendo significativa la fracción no dipolar del campo magnético (Tauxe *et al.*, 2014). También se observa que los valores de la intensidad del campo, en general son mayores en los polos (~ 60  $\mu\text{T}$ ) y menores cerca del Ecuador (~ 30  $\mu\text{T}$ ). Este gradiente está definido por contornos, pero que no son líneas paralelas a la latitud, como serían las generadas por un GAD. Igualmente, un GAD produciría líneas que varían de manera regular de  $-90^\circ$  a  $90^\circ$

en los polos y  $0^\circ$  en el Ecuador, y aunque de manera general esta es la tendencia en la inclinación, las líneas son más complicadas, reafirmando que aunque el campo se puede aproximar a un GAD, no está perfectamente descrito por este (Fig. 2.3)



**Figura 2.3** Esquema del dipolo magnético geocéntrico, centrado en un círculo que representa la Tierra con sus polos magnéticos y geográficos (Adaptada de Lanza y Melloni, 2006)

Una de las maneras de comparar cualquier resultado con el que se esperaría para un dipolo axial, es utilizar la curva maestra de deriva polar aparente (APWP, por sus siglas en inglés) por ejemplo la compilada por Besse y Courtillot, (2002) para los últimos 200 Myr. En la curva maestra se tiene una recopilación de datos, y se utilizan ventanas de diferentes periodos de tiempo en los que se promedia el campo y se obtiene un valor para cada una de las grandes placas (Europa, América, África, etc.), en diferentes periodos de tiempo. El comportamiento del

campo en esta curva maestra es principalmente dipolar con únicamente un aporte del cuadrupolo del 3%.

## 2. Variación secular

La variación secular es un pequeño cambio continuo, tanto de la dirección como de la intensidad del campo magnético, en el que el campo se mueve hacia el Oeste. El rango de estas variaciones es de  $10^2$  a  $10^5$  años. Se genera en el núcleo externo.

Esta variación se observa tanto en la componente dipolar, como en la no dipolar. En el caso de la componente dipolar se observan variaciones tanto en la dirección como en la intensidad. Los cambios en el momento dipolar tienen un periodo de aproximadamente  $10^4$  años, con oscilaciones del 50% con respecto al valor medio. Los cambios en la componente no dipolar están caracterizados por periodos más cortos (menores a 3000 años). Los cambios en la componente no dipolar se pueden ver reflejados en que la variación secular no es constante en el tiempo y que varía de lugar a lugar.

La variación secular se reconoció por primera vez en 1635 cuando Henry Gellibrand comparó la declinación magnética que midió en Londres con mediciones realizadas anteriormente y observó que los valores eran distintos. Por su parte, en el siglo XIX, Edmund Halley notó que la línea agónica (donde la declinación es cero) se movía lentamente hacia el Oeste. A lo largo del tiempo, las mediciones históricas del campo magnético han documentado esta variabilidad temporal: los registros de la declinación del observatorio de Londres, realizados durante muchos años, son uno de los mejores registros de la variación secular. Sin embargo, como se mencionó antes, el periodo de cambio de la variación secular es mayor que el abarcado en el registro de Londres y los registros históricos y por esto es necesario contar con un rango temporal de datos más amplio como el que se puede obtener a partir de estudios arqueomagnéticos y paleomagnéticos. De hecho, la observación de la variación secular fue uno de los primeros objetivos del paleomagnetismo, y sigue siendo actualmente una rama del mismo que muy activa.

### 2.1. Variación Paleosecular PSV

La variación secular, nombrada paleosecular cuando se refiere a la variación secular precedente a las mediciones históricas, se estudia a través de series temporales de las variaciones



del campo o a través de las descripciones estadísticas de los registros paleomagnéticos, particularmente de los registros de la dispersión de VGPs con respecto al valor esperado para el GAD.

Aunque no se sabe con exactitud el periodo de tiempo necesario para caracterizar la PSV. Barton (1982) utiliza registros de sedimentos para sugerir que al menos es necesario contar intervalos de  $10^3$  años para tener estimaciones adecuadas de la PSV. En estudios más recientes, sin embargo, se sugiere que por lo menos es necesario contar con intervalos de  $10^4$ - $10^5$  años (Carlut *et al.*, 1999; Merrill y McFadden, 2003). Adicionalmente, es necesario considerar que una de las dificultades para establecer las escalas tanto temporales como espaciales de la PSV es la limitada distribución de los datos paleomagnéticos.

PSV se puede caracterizar en términos de la dispersión angular que existe entre las direcciones del campo, y más comúnmente, se describe en términos de la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales con respecto al GAD. Esta dispersión se conoce como dispersión angular estándar,  $S$ , y está definida por:

$$S = \left( \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \theta_i^2 \right)^{1/2} \quad (3.1)$$

Donde  $\theta_i$  es el ángulo entre la  $i$ -ésima dirección y la media de la muestra, y  $N$  es el número de muestras. La dispersión angular  $S$ , obtenida de esta manera, se puede utilizar en el sitio para calcular el error de sitio  $S_W$ , que representa el error de dispersión de los datos de un mismo sitio. La dispersión  $S_T$ , calculada con la misma fórmula pero utilizando la media individual de los sitios, arroja la dispersión total, que es la combinación de la dispersión dentro del sitio y la dispersión provocada por las variaciones causadas por el campo magnético de un sitio a otro,  $S_B$ . Como éstas son independientes, la ecuación (3.2) se puede escribir como:

$$S_B^2 = S_T^2 - \frac{S_W^2}{n} \quad (3.2)$$

Donde  $n$  es el promedio de muestras medidas por sitio. Por lo que tenemos,

$$S_B = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left( \theta_i^2 - \frac{S_{W_i}^2}{n_i} \right)} \quad (3.3)$$

$S_{W_i}$  es la dispersión de sitio determinada para la muestra  $n_i$  en el enesimo sitio. La dispersión de sitio  $S_W$  puede aproximarse por

$$S_W \approx \frac{81}{\sqrt{\kappa}} \quad (3.4)$$

donde  $k$ , es la mejor estimación del parámetro de precisión  $\kappa$  en una distribución fisheriana (Fisher, 1953).

## 2.2. Campo promediado en el tiempo (TAF)

La determinación del TAF, como se mencionó anteriormente, consiste en promediar el campo magnético sobre un intervalo de tiempo específico y compararlo con el valor esperado. El uso del TAF es útil para conocer desviaciones del campo magnético de la Tierra con respecto al GAD y las estructuras no dipolares que se puedan observar. En este sentido, se pueden enfocar el uso de TAF en tres objetivos: 1) Detección de estructuras que no corresponden al GAD; 2) Diferenciación entre estructuras del comportamiento del campo, de efectos debidos al muestreo o producidos por los datos; 3) Explicación de cualquier estructura que no son del GAD

Se ha observado que en los modelos de TAF existentes, se pueden ver reflejados los procesos generados en las fronteras del núcleo externo y el manto, (CMB, Core-Mantle Boundary) (Bloxham *et al.*, 1989). Existen varios rasgos que se han observado en el comportamiento del campo, que se pueden estudiar promediando el campo en el tiempo, por ejemplo, la existencia de bandas longitudinales durante las inversiones de polaridad que fueron reportadas por Clement, (1991) y Laj *et al.* (1991) y que causaron gran controversia (Valet *et al.*, 1992). Asociada a estas bandas, se observaba una aparente coincidencia de éstas con los lóbulos de flujo y con las zonas de alta velocidad en el manto inferior, que en su momento

fueron interpretadas como resultado de la influencia de las condiciones térmicas del manto inferior en el flujo del núcleo. Estos rasgos de las inversiones se discutirán en el capítulo 4.

Los estudios de TAF se han enfocado en los últimos 5 Ma debido a que se ha constatado la existencia de datos en este periodo tanto en polaridad normal como inversa. Este periodo también tiene la ventaja de que las placas tectónicas se han movido poco durante este tiempo y los movimientos que han ocurrido se conocen bien, por lo que resulta sencilla su reconstrucción tectónica.

La estadística utilizada para caracterizar el TAF, se expresa normalmente en términos de su desviación respecto al valor “normal” para el GAD en un sitio determinado. Las anomalías de inclinación  $\Delta I$  y declinación  $\Delta D$ , están definidas como:

$$\Delta I = I_{obs} - I_{GAD} \quad (3.5)$$

$$\Delta D = D \quad (3.6)$$

Donde  $I_{obs}$  y  $D_{obs}$  son las inclinaciones y declinaciones observadas en el sitio, e  $I_{GAD}$  y  $D_{GAD}$  son las predicciones del GAD y se pueden calcular de la ecuación:

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad (3.7)$$

Donde  $\lambda$  es la latitud del sitio estudiado. Mientras que  $D_{GAD}=0$

### **2.3. Calidad de los datos: distribución temporal y espacial, calidad y efecto de datos transicionales.**

Los estudios de PSV y TAF se realizan tanto en rocas sedimentarias como volcánicas. En el caso de las rocas sedimentarias, sólo se puede determinar la paleointensidad relativa y las direcciones de los núcleos de las rocas sedimentarias, donde se pueden obtener series de tiempo. Sin embargo, presenta diversos inconvenientes en la caracterización de PSV, como la calibración de las dataciones, el suavizado del campo durante la adquisición de la remanencia y la dificultad para comparar datos de diferentes localidades. Las rocas volcánicas, por otro lado,

tienen la ventaja de aportar un registro instantáneo del paleocampo, con el inconveniente de que la distribución de los datos está determinada por la ocurrencia de actividad volcánica. En las rocas volcánicas se puede tener la enorme ventaja de contar con dataciones radiométricas. Aunque, normalmente sólo se tiene disponible un pequeño porcentaje de edades de las muestras de la secuencia, éstas sirven para situar la edad de la secuencia en contexto.

De manera general, se considera que para poder llevar a cabo un estudio de PSV o TAF adecuado, es necesario que los datos paleomagnéticos tengan buena calidad, para eso se busca que cumplan con los siguientes criterios (Johnson y McFadden, 2007):

1. La magnetización de remanencia debe ser primaria.
2. Los sitios de muestreo no deben haber sido afectados por esfuerzos tectónicos desde el momento de adquisición de la magnetización de remanencia.
3. Se debe contar con un número suficiente de sitios, temporalmente independientes,  $N$ , que cubran un periodo de por lo menos  $10^4$  años, preferentemente más, esto para minimizar la tendencia en las estimaciones de PSV y TAF.
4. Para eliminar el error de sitio se debe contar con un número suficiente de muestras por sitio ( $n$ ). En general, se utilizan al menos 5 muestras por flujo (Tauxe *et al.*, 2003).

### **2.3.1. Distribución temporal**

Los dos problemas principales respecto a la distribución temporal que presentan los datos paleomagnéticos en un análisis de PSV son: evaluar si las paleodirecciones abarcan un intervalo de tiempo suficientemente grande para arrojar una estimación adecuada de PSV o TAF, y por otra parte, analizar si las direcciones medias de los sitios son temporalmente independientes entre sí.

Algunos autores, consideran que el intervalo mínimo de tiempo que debe abarcar un estudio es de  $10^4$  años (Merrill *et al.*, 1996, Carlot *et al.*, 1999, Johnson y Constable, 1996) mientras que otros sugieren  $10^5$  años como intervalo mínimo necesario (Merrill y McFadden, 2003).

La independencia temporal de los flujos, es también problemática, ya que secuencias de gran espesor pueden haber sido emitidas en intervalos cortos de tiempo, y las direcciones registradas en estos flujos y los siguientes están fuertemente correlacionadas.

Para distinguir cuándo se trata del mismo evento eruptivo y varias coladas registran la misma dirección, se pueden definir grupos direccionales (DG), y realizar el análisis de PSV, utilizando las direcciones medias de estos grupos, es decir, promediar las direcciones de flujos consecutivos que registren la misma dirección.

Con esto se busca eliminar el problema de tener muchas muestras del mismo evento. Un muestreo inadecuado puede generar cierta tendencia en las direcciones medias, y bajas estimaciones de PSV. El no tener un correcto muestreo temporal puede agregar a nuestros datos ciertas características que no son resultado de la estructura del campo, sino de la distribución temporal de los datos.

### **2.3.2. Distribución espacial**

La distribución geográfica de los datos paleomagnéticos también afecta en la elaboración de modelos de PSV y de TAF, en cada caso de manera diferente. La mayoría de los modelos de PSV utiliza estadística que varía únicamente en función de la latitud. En general, es considerablemente más alta la cantidad de datos disponibles en el hemisferio norte que en el hemisferio sur. Los modelos de TAF, principalmente los que estudian estructuras no zonales, se ven afectados tanto por la distribución de los datos como por el tipo de datos.

### **Calidad de los datos**

Para tener modelos de PSV y TAF confiables, se requiere que a nivel de sitio, las direcciones paleomagnéticas representen la magnetización primaria, y que el error de sitio sea el menor posible. Para reducir el error de sitio es necesario tener suficientes muestras por sitio. Aunque en los primeros estudios se solía trabajar con únicamente 2 o 3 muestras por sitio, actualmente se suelen tomar un promedio de 8 muestras en cada sitio, de forma que después de medirlas y desmagnetizarlas en el laboratorio se cuenta con 5 a 8 muestras por sitio. En simulaciones de modelos estadísticos de PSV se sugiere que son necesarias al menos 5 muestras por sitio (Tauxe *et al.*, 2003).

Para investigar el efecto de la calidad de los datos en la estimación de PSV, se debe estimar como  $S_B$  varía en función de  $k$ .

### 2.3.3. Influencia de datos transicionales

Debido al interés en estudiar el comportamiento del campo en momentos de estabilidad en la polaridad, se busca eliminar los datos que son considerados como transicionales (los que presentan una fuerte desviación del GAD). Para los modelos de PSV se descartan basándose en que la presencia de datos con bajas latitudes de VGP puede incrementar considerablemente la dispersión ya que el comportamiento del campo en momentos de transición es diferente.

Normalmente, los datos considerados como transicionales se descartan escogiendo un ángulo de corte fijo, que se ha establecido convencionalmente. Al inicio de los estudios de PSV, este ángulo se estableció entre  $45^\circ$  (Watkins, 1973) y  $40^\circ$  (Wilson *et al.*, 1972). McElhinny y Merrill, 1975 generalizaron el valor de  $40^\circ$ . Sin embargo, el uso generalizado de un ángulo de corte fijo es problemático, especialmente para bajas y altas dispersiones. Actualmente existen métodos más elaborados para establecer cuando una dirección corresponde a una polaridad estable y cuando no (Vandamme, 1994; McElhinny y McFadden, 1997) aunque estos métodos continúan sustentándose en una selección artificial y realizada conforme a conveniencia. Vandamme *et al.*, (1994) propone una técnica que de manera iterativa identifica un valor crítico de latitud de VGP, a través de estimaciones de  $S_B$ , y establece así el límite entre direcciones normales y transicionales. El criterio establecido por Vandamme establece el ángulo de corte de la latitud de VGP mediante:

$$\lambda_{cut} = 90^\circ - (1.8 S_B + 5^\circ) \quad (3.8)$$

$S_B$  se calcula del set de datos, después se remueven los sitios con VGPlat menores a  $\lambda_{cut}$ ,  $S_B$  se vuelve a calcular y este procedimiento se repite iterativamente. Hasta que el valor de  $\lambda_{cut}$  sea mayor a la desviación angular del VGP más alejado del polo de referencia correspondiente al dipolo axial. Generando de este modo un ángulo de corte acorde a cada conjunto de datos. Sin embargo, el problema de definir el ángulo de corte sigue estando vigente.

## 2.4. Modelos globales del campo

Debido a que no es posible realizar mediciones de la intensidad y direcciones del campo magnético todo el tiempo, ni en todos los lugares, se recurre a modelar el campo mediante el uso de los armónicos esféricos. Este procedimiento está basado en que los vectores del campo magnético se pueden derivar del potencial magnético.

El potencial magnético escalar en una región libre de fuente y generado por un campo interno (ignorando las fuentes externas que son pequeñas y pueden considerarse irrelevantes) obedece la ecuación de Laplace, que se escribe:

$$\Psi(r, \theta, \Phi, t) = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} \times (g_l^m(t) \cos m\Phi + h_l^m(t) \sin m\Phi) P_l^m(\cos\theta) \quad (3.9)$$

Donde  $g_l^m(t)$  y  $h_l^m(t)$  son los coeficientes de Gauss parcialmente normalizados por Schimdt, en un tiempo  $t$ ,  $a$  es el radio de la Tierra,  $r$ ,  $\theta$ ,  $\Phi$  son el radio, la colatitud y la longitud respectivamente y  $P_l^m$  es la función de Schmidt parcialmente normalizada.  $l$  es el grado y  $m$  el orden del armónico esférico.

El campo magnético  $B$ , es el gradiente negativo del potencial de  $\Psi$ , ( $B = -\nabla\Psi_m$ ), y

$$B_r = \frac{\partial\Psi}{\partial r}, \quad B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial\Psi}{\partial\theta}, \quad B_\phi = \frac{1}{r \sin\theta} \frac{\partial\Psi}{\partial\Phi} \quad (3.10)$$

En paleomagnetismo la relación entre el sistema de coordenadas local y el sistema de coordenadas esférico está dada por  $B_r = -Z$ ,  $B_\theta = -X$  y  $B_\phi = Y$ .

Un modelo dado se determina por los coeficientes de Gauss  $g_l^m(t)$  y  $h_l^m(t)$ . Los términos con  $m=0$  corresponden a funciones armónicas esféricas con estructuras no azimutales (simétricamente axiales o zonales). Para estos campos la declinación esperada es cero.  $g_1^0, g_2^0, g_3^0$  son coeficientes de Gauss representando el dipolo axial, cuadrupolo axial y octupolo axial, respectivamente.

La declinación, inclinación y la intensidad de la magnetización que se obtienen de las determinaciones paleomagnéticas no están linealmente relacionadas con los coeficientes de Gauss, y debido al límite de información temporal, no se puede determinar la variación de estos

coeficientes en función del tiempo. Hasta ahora, para realizar modelados con datos paleomagnéticos se han utilizado dos aproximaciones: 1) El uso de las direcciones medias junto con el uso de diversos parámetros para estimar los valores medios para  $g_l^m(t)$  y  $h_l^m(t)$  durante los intervalos de tiempo de interés: Modelos TAF y, 2) Determinación de la varianza en los coeficientes de Gauss a priori, para posteriormente modelar los resultados estadísticos, como  $S_B$  para PSV.

Uno de los resultados más importantes de los armónicos esféricos, es que la superficie de la Tierra está dominada por términos de grado uno ( $l=1$ ) y las contribuciones externas son muy pequeñas. Los términos de orden uno se pueden considerar como dipolos geocéntricos que están alineados con tres ejes diferentes: el eje de rotación ( $g_1^0$ ) y dos con los ejes ecuatoriales que intersecta el ecuador en el meridiano de Greenwich ( $h_1^0$ ) a  $90^\circ$  al Este ( $h_1^1$ ). La suma vectorial de estos dipolos geocéntricos, es un dipolo que está inclinado alrededor de  $10^\circ$  del eje de rotación, que corresponde al dipolo actual.

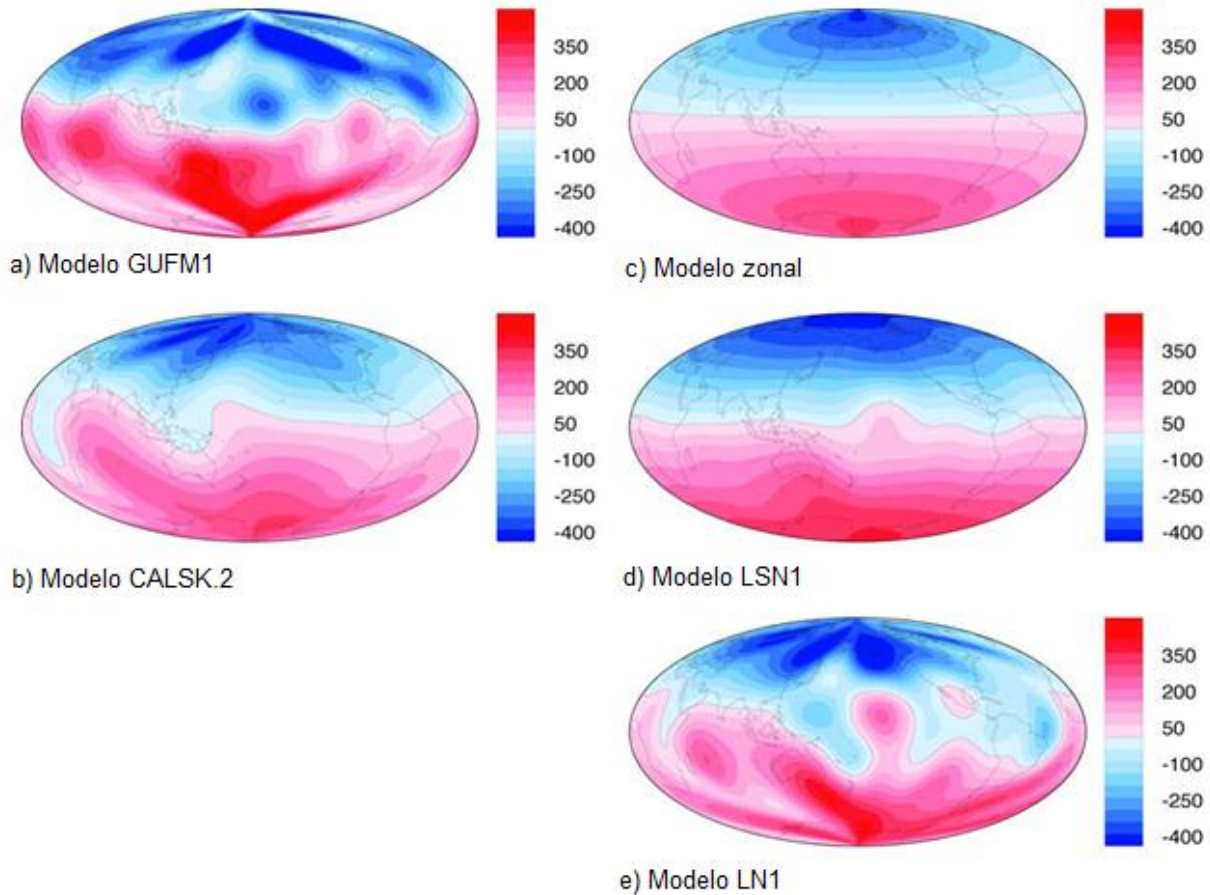
#### **2.4.1. Algunos ejemplos**

Los modelos globales nos permiten representar el campo magnético en diferentes periodos de tiempo. El modelo GUFM1 (Jackson *et al.*, 2000), por ejemplo, utiliza datos de satélite, de observatorios y mediciones de 1590-1990, y genera una reconstrucción detallada del campo y sus variaciones. La representación de una estructura promediada en el tiempo, se puede obtener promediando el modelo en el intervalo de tiempo que se desee estudiar. En este modelo, el campo debido al GAD muestra una estructura latitudinal. También se observa, que el modelo GUFM1 tiene una significativa estructura no-GAD (Fig.3.1a), que se piensa que está influenciada por la presencia del núcleo interno y por la heterogeneidad en el manto inferior. Este modelo sugiere que la generación del campo magnético en el núcleo externo, está influenciado por el núcleo interno y las fronteras del núcleo externo. Si las condiciones del CMB son importantes, se espera que persistan varios millones de años y que se observen también fuera del GUFM1.

Otro ejemplo de este tipo de modelos es el CALSK.2 (Korte y Constable, 2005). Este modelo, abarca el periodo de 0-7 ka y muestra la estructura longitudinal que sugiere la presencia de lóbulos de flujo, observados en el campo histórico, GUFM1. En el modelo CALSK.2, el



campo magnético radial aparece atenuado si se compara con el GUFM1. La resolución y la precisión es menor al promediar miles de años la variación secular (Fig. 3.1b).



**Figura 3.1** Campo radial promediado en el tiempo (TAF), ( $B_r$ ), en el límite núcleo externo-manto, en diferentes escalas de tiempo. Unidades en mT. (a) Campo histórico: 1590–1990, Modelo GUFM1 [Jackson *et al.*, 2000], (b) Campo arqueomagnéticos: 0–7 ka, Modelo CALS7K.2 [Korte y Constable, 2005], (c) Paleocampo: 0–5 Ma, campo axial dipolar más campo axial cuadrupolar (d) Modelo LSN1 [Johnson y Constable, 1997], y (e) Modelo LN1 [Johnson y Constable, 1995]. Figura tomada de Johnson *et al.*, 2008.

El modelo zonal, que es el más simple, abarca un periodo de tiempo de 0-5Ma y está basado en la premisa de incluir únicamente estructuras zonales, y muestra el campo radial promediado en el tiempo,  $B_r$ , y el CMB debido a un dipolo axial, con una contribución cuadrupolar (Fig. 3.1c)

Los modelos LSN1 (Johnson y Constable, 1997) y LN1 (Johnson y Constable, 1995) representan el campo en un periodo de 0-5 Ma (Fig. 3.1c,d). En estos modelos se observa que las estructuras observadas, dependen en gran medida de los datos utilizados: en LSN1 se combinaron datos de flujos volcánicos con datos sedimentarios, y las estructuras no zonales se encuentran atenuadas y en el LN1 únicamente se utilizaron datos volcánicos y se observa una estructura más compleja del promedio del campo.

Estos son solamente algunos ejemplos de modelos globales realizados, como se puede observar en la figura algunos de los rasgos que se observan en los modelos parecen mantenerse y ser inherentes al campo, mientras que otros rasgos parecen depender de las características de los datos utilizados. Aun así, si se toma en cuenta esto, los modelos globales son de gran utilidad para observar el comportamiento del campo en diferentes periodos de tiempo.

## **2.5. Modelos estadísticos de PSV**

Los modelos estadísticos nos sirven para describir la variación paleosecular, y como su nombre indica, están basados en el uso de parámetros estadísticos tales como la dispersión angular de las direcciones  $S_D$ , o la dispersión angular de los VGPs,  $S_B$ . El enfoque estadístico inherente en el uso de  $S_B$ , o algún otro parámetro estadístico, es resultado de la falta de un control detallado en la edad y la ausencia de series temporales de observaciones, inevitables al trabajar con flujos de lava de diferentes lugares. Estos modelos nos ayudan a caracterizar el comportamiento de PSV, observar sus variaciones latitudinales, la presencia de estructuras, la influencia de las componentes dipolares y no dipolares, entre otras características.

Además de los modelos basados únicamente en parámetros estadísticos, existen también descripciones estadísticas que utilizan propiedades actuales del campo para restringir modelos de PSV, como McFadden *et al.* (1988), que utilizaron el campo magnético presente para establecer la forma de curva de dispersión de los VGPs o como Constable y Parker (1988) que utilizaron el espectro de potencia del campo para limitar el espectro de potencia del paleocampo. Es importante resaltar que ninguno de los modelos estadísticos de PSV está basado en fundamentos físicos.

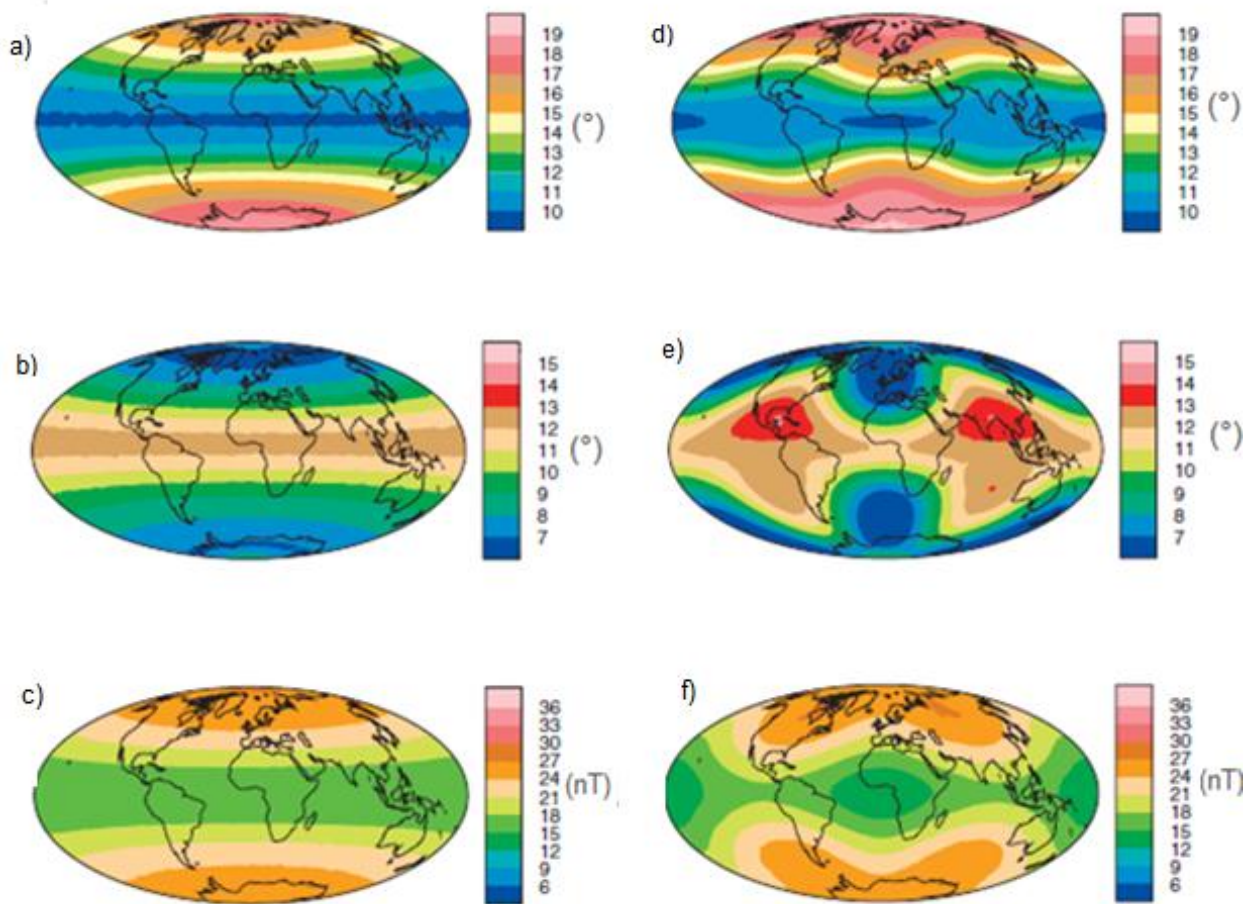
### 2.5.1. Algunos ejemplos

Los modelos estadísticos de PSV se han venido proponiendo desde finales de la década de los cincuenta. Estos se han nombrado como modelo A (Irving y Ward, 1964), modelo B (Creer *et al.*, 1959), modelo C (Cox, 1962) y modelo D (Cox, 1970). El Modelo A considera únicamente variaciones en la parte no dipolar del campo. Los modelos C y D, consideran la parte dipolar y la no dipolar de campo. El Modelo D incluye aspectos de los tres modelos anteriores y es el más completo. Una modificación posterior a este modelo fue realizada por Baag y Helsey (1974), introduciendo el modelo E. Posteriormente, McElhinny y Merrill, (1975) propusieron el modelo M, que usa tanto datos paleomagnéticos existentes, como cálculos matemáticos realizados para estudiar las variaciones esperadas para el campo presente.

El Modelo G (McFadden *et al.*, 1988) es un modelo empírico resultado de las observaciones del incremento en la dispersión de los VGP con la latitud: En el campo geomagnético internacional de referencia (IGRF), en datos históricos, arqueomagnéticos y en una compilación de lavas de los últimos 5 My. Este modelo, separa el campo magnético en dos familias: el dipolo (primario y antisimétrico) y el cuadrupolo (secundario y simétrico). Las contribuciones de la familia cuadrupolar a la dispersión de los VGP en bajas latitudes, son mayores que las de los términos antisimétricos pero por lo demás se mantiene constante con la latitud. Los términos antisimétricos del modelo G predicen un incremento en la dispersión de los VGP en función de la latitud. (Deenen *et al.*, 2011).

Otros modelos, más globales pero en los que también se estudia la PSV, describen las propiedades de los VGP en función de la latitud, utilizando una distribución de Fisher más una distribución normal, o dos distribuciones de Fisher, resultando en una aproximación que mejora considerablemente el ajuste de datos observados (Harrison, 2009). De éstos, el modelo más notable es el CP88 Constable y Parker (1988), en el que se basan otros modelos más modernos. En estos modelos la parte medible del campo geomagnético global generado en el núcleo externo se representa por la expansión de armónicos esféricos del potencial de Laplace. La estadística de las variaciones del campo se describe en términos de distribuciones estadísticas de los coeficientes de los términos individuales de los armónicos esféricos. En el modelo CP88 (Fig. 3.2a,b,c) de Constable y Parker (1988), los coeficientes de Gauss, tienen como media y varianza

ceros, salvo para los términos dipolares y cuadrupolares. Se han propuesto muchas variaciones a este modelo desde entonces: Constable y Johnson, (1999); Hatakeyama y Kono, (2002); Hulot y Gallet, (1996); Kono y Hiroi, (1996); Quidelleur y Courtillot, (1996); Tauxe y Kent, (2004). Un ejemplo es el modelo CJ98 (Fig.3.2d,e,f) (Constable y Johnson, 1999) en el que propusieron variaciones al CP88, en las que se podían introducir indicadores de las condiciones del CMB. En la Figura 3.2 se observan comparaciones entre el modelo CJ88 y CP98, entre la dispersión de los VGPs en la primera fila, la inclinación en la segunda y la intensidad en la tercera. El modelo CJ88 es zonal, mientras que el CP98 no lo es, como se puede observar en los esquemas.



**Figura 3.2** Predicciones para varias características estadísticas para PSV en la superficie de la Tierra. La columna de la izquierda muestra predicciones del modelo zonal de PSV (CJ88); la columna de la derecha (d,e,f) muestra predicciones del modelo no zonal (CJ98.nz). Las filas representan: dispersión de VGP; desviación estándar en la inclinación y desviación estándar en la intensidad.

Otro ejemplo, es el Modelo TK03.GAD (Tauxe y Kent, 2004), este modelo predice un ligero incremento de la dispersión de los VGP con la latitud, pero no tanto como el observado en

el campo actual y en la compilaciones de los últimos 5 My (p.ej. Lawrence *et al.*, 2006; Johnson *et al.*, 2008). Tiene la ventaja de que no incluye un término cuadripolar distinto de cero, y esto permite que se pueda promediar con respecto al GAD. Tanto este modelo como las recientes compilaciones de observaciones del campo en lavas de los últimos 5 My (Johnson *et al.* 2008; Harrison 2009; Lawrence *et al.* 2009) muestran que la distribución de los VGP es no fisheriana, pero se aproxima lo suficiente al GAD (Deenen *et al.*, 2011). Debido a que estos modelos y estas compilaciones se restringen a los últimos 5 My, no existen datos suficientes para mostrar que este es también el comportamiento del campo más antiguo. Algunos autores afirman que existe evidencia para creer que el campo debe haber tenido un comportamiento muy diferente al actual en el pasado (Biggin *et al.* 2008 a,b; Haldan *et al.* 2009).

De igual manera que existe una gran cantidad de modelos de PSV, existen también numerosos modelos de TAF para el periodo de 0-5 Ma (Carlut y Courtillot, 1998; Constable y Parker, 1988; Gubbins y Kelly, 1993; Hatakeyama y Kono, 2002; Johnson y Constable, 1995, 1997; Kelly y Gubbins, 1997; McElhinny *et al.*, 1996b; Quidelleur *et al.*, 1994; Schneider y Kent, 1990). Con estos modelos se busca, entre otras cosas, entender la naturaleza de las contribuciones no dipolares al TAF que son muy controversiales. Se ha obtenido como característica común en casi todos estos modelos, una pequeña contribución cuadrupolar axial de aproximadamente 2.5 al 8 % del término dipolar axial, que explica las observaciones de anomalías de inclinaciones negativas en bajas latitudes. (Lawrence *et al.*, 2006).

Todos estos modelos son de gran utilidad como referencia en el estudio de las variaciones y comportamiento del campo magnético.

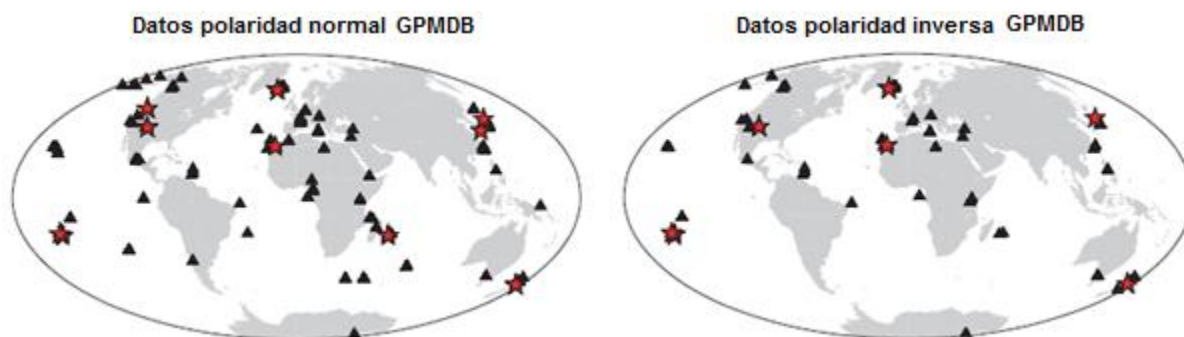
## **2.6. Bases de datos globales**

Las bases de datos globales son recopilaciones de datos paleomagnéticos que sirven para analizar el comportamiento del campo magnético y para la generación de modelos. Estas bases de datos buscan cubrir ciertos criterios de ubicación, distribución temporal y protocolos de desmagnetización. A continuación se mencionan algunas de las más representativas, así como sus características, objetivos y alcance.

### **2.6.1. Algunos ejemplos**

PSVRL (McElhinny y McFadden, 1997)

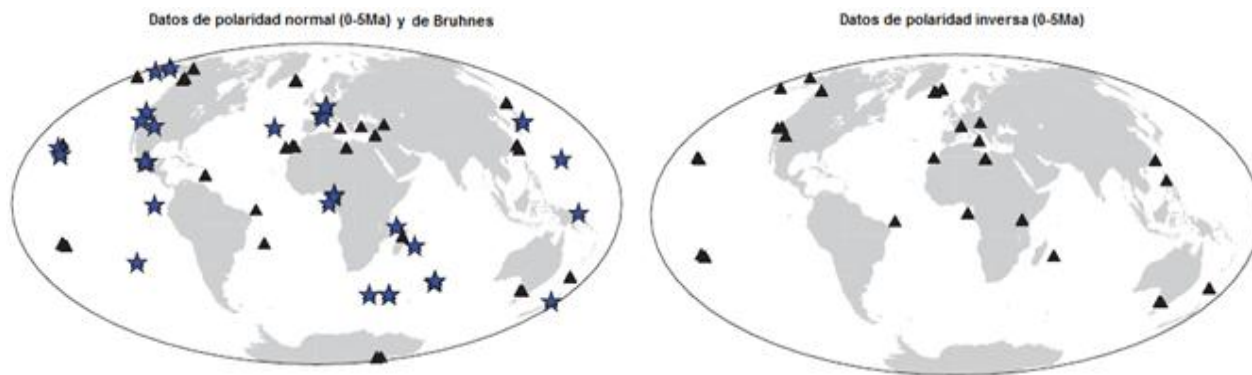
Hasta la fecha la base de datos de flujos de lava para estudios de PSV más completa es la realizada por McElhinny y McFadden, (1997) (PSVRL). Comprende un total de 3719 flujos de lava y diques del periodo de 0-5 Ma. El objetivo de esta base de datos era ser lo más incluyente posible, utilizando incluso dos muestras por sitio ( $n=2$ ), y datos con cualquier nivel de desmagnetización de laboratorio. Se establecieron códigos de desmagnetización DMAG, que variaban entre 1 (no desmagnetizados) hasta 4 (desmagnetizados con métodos de laboratorio modernos, normalmente utilizados desde los noventas). Además consideraron suficientes 5 sitios ( $N=5$ ) por zona de estudio se para la estimación de TAF y de PSV, y se definió un ángulo de corte de  $45^\circ$  para los datos transicionales.



**Figura 3.3** Distribución geográfica de sitios con polaridad normal y polaridad inversa en la base de datos PSVRL (McElhinny y McFadden, 1997). Con triángulos se muestran todos los datos, con estrellas rojas código de desmagnetización DMAG 4. (adaptado de Johnson y McFadden, 2007)

Q94 y JC96 (Quidelleur *et al.*, 1994; Johnson y Constable, 1996)

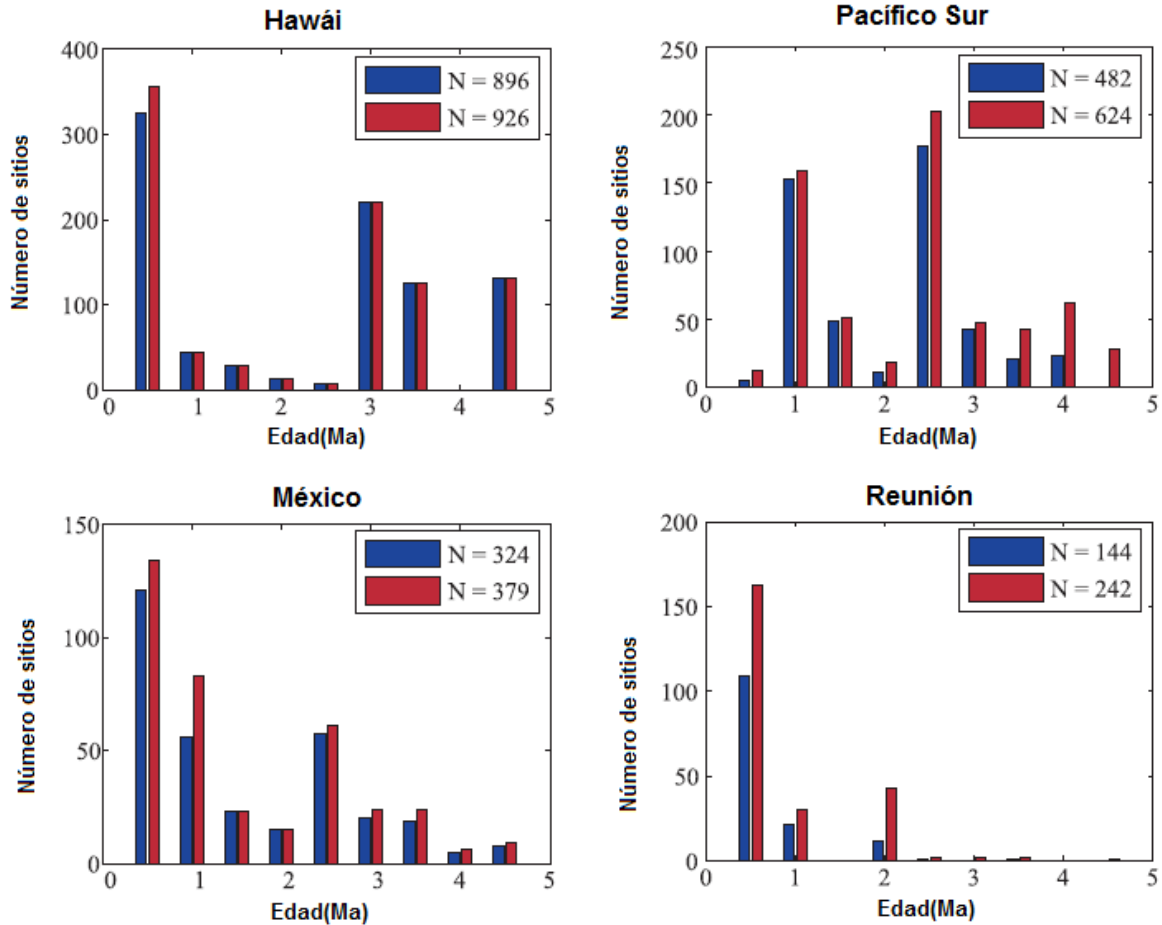
Estos dos conjuntos de datos fueron compilados por Quidelleur *et al.*, 1994 y Johnson y Constable, 1996, respectivamente. Y junto con la base de datos PSVRL, han sido de gran importancia para el estudio de PSV y TAF en los últimos años. Ambos provienen de una compilación hecha por Lee, (1983) con la que tienen hasta el 50% de datos en común (. Q94 tiene más datos, ya que sus criterios de selección son menos estrictos. Q94 comprende 3179 flujos de lava, mientras que JC96, incluye 2187 registros. Casi más del doble de datos corresponde polaridad normal que a polaridad inversa. Se tiene una buena cobertura en el hemisferio norte y escasa en el hemisferio sur, particularmente en datos de polaridad inversa.



**Figure 3.4** Distribución geográfica de flujos de lava de 0-5Ma de la base de datos Johnson y Constable (1996). (a) Brunhes (Estrellas azules) y polaridad normal; (b) Datos de polaridad inversa también de 0-5Ma (Figura de Johnson y McFadden, 2007)

Lawrence *et al.*, 2006

La base de datos realizada por Lawrence *et al.*, 2006, hace una compilación de datos de flujos de lava y diques de cuatro regiones ubicadas todas en una latitud de  $\pm 20^\circ$ : Hawái, México, el Pacífico Sur y Reunión. Se utilizan datos de los últimos 5 Ma, esto, debido a la gran cantidad de datos disponible y porque en estos datos, en general, resulta sencillo restituir las placas a su posición de los últimos 5 Ma., que es además muy similar a la actual. En la figura 3.5 se observa la distribución temporal de los datos que, como se puede ver, no es uniforme en las diferentes regiones.



**Figura 3.5** Distribución de las edades en cada región geográfica. En las barras rojas se miden los datos, incluidos los que presentan rotación tectónica, mientras que las barras azules corresponden a los datos sin rotación tectónica y con más de dos muestras (Adaptada de Lawrence *et al.*, 2006)

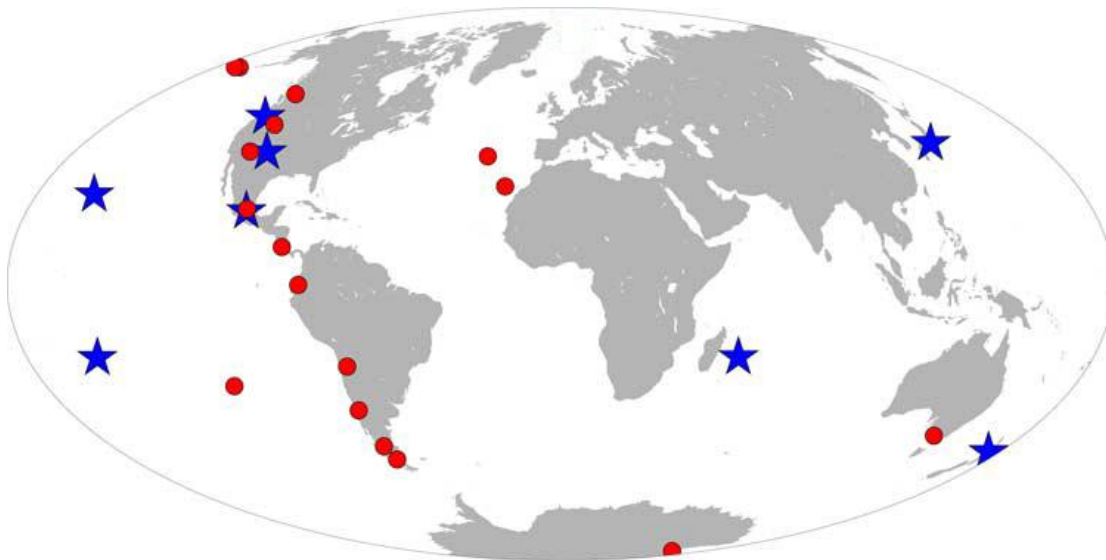
En esta compilación se incluyen datos de inclinación de otros sitios de latitud  $\pm 20^\circ$  para determinar el mejor ajuste de TAF, para un modelo simétrico, con dos parámetros longitudinales. Los valores para los parámetros con respecto al dipolo axial, son 4% para el cuadrupolo y 6% para el octupolo. La estimación que obtienen del cuadrupolo es compatible con la mayoría de los estudios previos sobre desviaciones respecto al GAD. Se examina la PSV en la latitud  $\pm 20^\circ$  usando la dispersión de los VGPs y comparando las distribuciones direccionales con simulaciones de dos modelos estadísticos. La desviación del TAF con respecto al GAD contradice las ideas anteriores de una ventana dipolar en el Pacífico, y la gran PSV regional en el Pacífico sur, contrasta con la variación secular generalmente baja encontrada en intervalos de tiempo menor. La TAF y PSV en Hawái y en Reunión son distintos de los valores del Pacífico



Sur y de México, demostrando la necesidad de modelos de TAF y de PSV que puedan describir estructuras no zonales del campo.

TAFI (Johnson *et al.*, 2008)

En esta base de datos se presenta una síntesis de datos direccionales de 0-5Ma de 17 localidades diferentes, bajo la colaboración de la iniciativa TAFI (Time Averaged Field Initiative). Junto con compilaciones regionales de Estados Unidos, Japón, Nueva Zelanda, Hawái, México, Pacífico Sur y el Océano Índico, se obtiene un conjunto de datos de 2000 sitios, con alta calidad, polaridad estable y datos de declinación e inclinación (Fig. 3.6). Esta base de datos cuenta con más de siete veces más datos que la base de datos de PSVRL, y se caracteriza además por una mejora en la distribución espacial del muestreo. La distribución de los datos está comprendida entre 78° S y 53° N, y tiene una distribución temporal y espacial suficiente para caracterizar las variaciones latitudinales en el TAF y PSV, tanto para los cronos Brunhes y Matuyama, como para el intervalo de 0-5Ma.



**Figure 3.6** Ubicación de los sitios del proyecto TAFI (círculos rojos), y compilaciones de otros trabajos (Tauxe *et al.* 2003, 2004, Lawrence *et al.* 2006) (estrellas azules). (Adaptada de Johnson *et al.*, 2008)

Los resultados presentados en dicho trabajo reportan que los cronos Brunhes y Matuyama, presentan diferente geometría de TAF y notablemente menos desviaciones del dipolo geocéntrico axial durante el cron Brunhes, consistente con los altos valores en la intensidad dipolar del campo observados en datos de paleointensidad. También las variaciones geográficas

en PSV son diferentes entre Brunhes y Matuyama. Dada la alta calidad de los datos, las asimetrías en PSV y TAF no se pueden atribuir a la magnetización remanente viscosa (VRM), que se adquiere de manera gradual en algunas rocas como magnetización secundaria, al estar expuesta a un campo magnético por periodos de tiempo prolongados, y se, pueden más bien, corresponder a la influencia de las condiciones en el límite entre el manto y el núcleo, en el flujo del núcleo. La PSV medida en la dispersión de los VGPs muestra menos variación latitudinal que la predicha en modelos estadísticos, o sets de datos previos. El TAF se examinó utilizando la anomalía en la inclinación con respecto a la latitud. El mejor ajuste, para modelos con dos parámetros, tiene contribuciones axiales para el cuadrupolo de 2 a 4% del término axial dipolar, y contribuciones octupolares de 1 a 5%.

## 3. Inversiones y excursiones del campo magnético terrestre

### 3.1. Inversiones

Una inversión se puede definir como un cambio de  $180^\circ$  en la dirección del campo dipolar, globalmente observado y promediado en unos cuantos miles de años (Merrill *et al.*, 1996).

Durante una transición se observa un cambio estable en el signo del campo axial dipolar, en el que la intensidad del campo también disminuye, dando espacio a la presencia de las componentes no dipolares. Hasta la fecha, no se ha establecido cuál es la duración de la propia transición de polaridad pero se sabe que es muy corta, del orden de  $10^3$  a  $10^4$  años; mientras que la duración de los episodios en los que la polaridad del campo es predominantemente normal o inversa es del orden de  $10^5$ ,  $10^6$  e incluso  $10^7$  años. Estos episodios se denominan crones o épocas magnéticas y dentro de ellos existen episodios más cortos de polaridad opuesta, cuya una duración es del orden de  $10^4$  a  $10^5$  años y reciben el nombre de subcrones o eventos (Opdyke y Channell, 1996). El origen de estas variaciones se puede atribuir al núcleo externo líquido (Merrill y Mc Fadden, 1999), que también es responsable de generar el campo magnético terrestre; debido a ello, el estudio de estas transiciones nos puede aportar información acerca de los procesos que se llevan a cabo en el núcleo externo y su relación con el núcleo interno y el manto.

El estudio de las inversiones resulta complejo ya que depende en gran medida de los intervalos de tiempo en los que se tiene registro y de la naturaleza de los datos paleomagnéticos (si derivan de registros sedimentarios o volcánicos), entre otros factores. A continuación se describirán sus principales características.

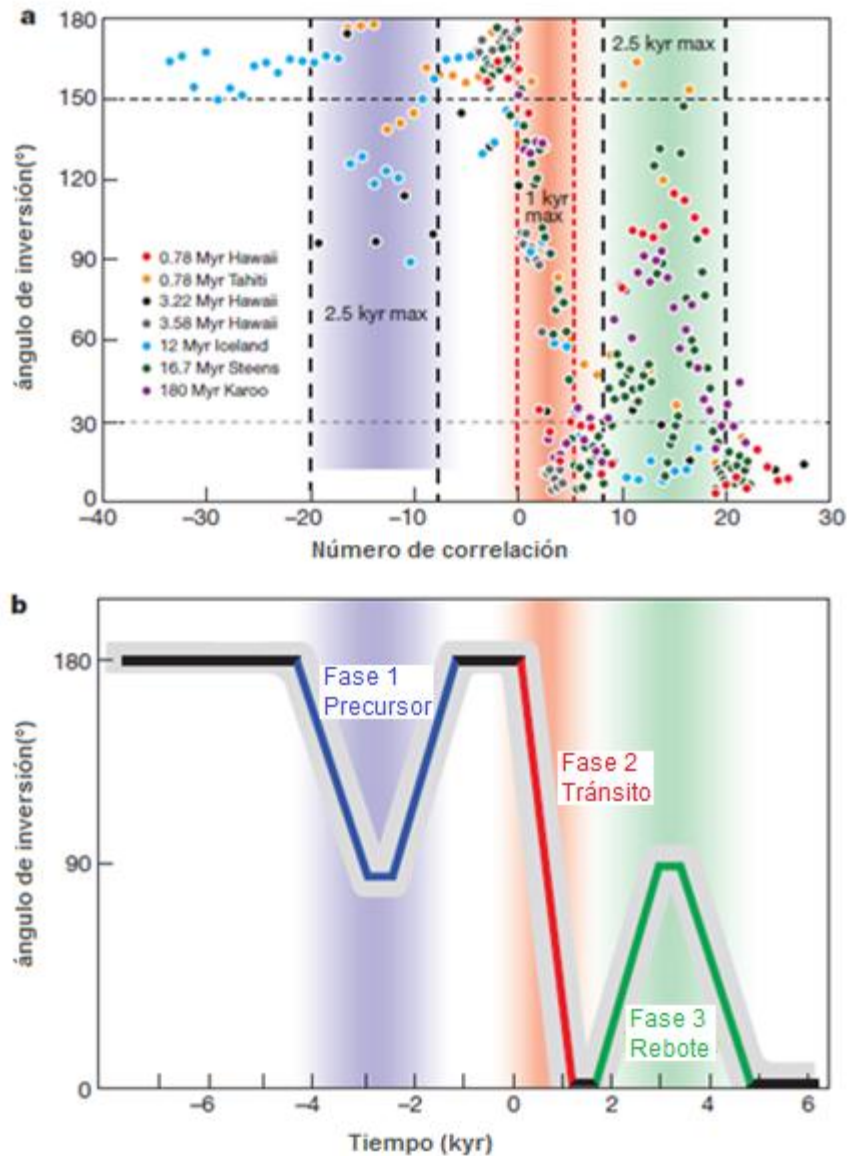
#### 3.1.1. Morfología del campo transicional

Aunque actualmente no existe consenso sobre las características de una transición, se sabe que existe un cambio de  $180^\circ$  en la dirección del dipolo, una gran disminución en el dipolo axial y un papel dominante de componentes no dipolares (Dagley, P., y Lawley, 1974; Jacobs,

1994; Amit, 2010). El papel que tiene la componente no dipolar, no está totalmente definido, como se explicará más adelante.

En un estudio reciente, Valet *et al.* (2012) hicieron una recopilación de las transiciones mejor documentadas registradas en rocas volcánicas para encontrar las características comunes entre ellas. Para ello analizaron el comportamiento de las transiciones en 10 coladas diferentes (Jarboe *et al.*, 2011, Herrero-Bervera, y Valet, 1999; Herrero-Bervera, *et al.*, 1999; Coe *et al.*, 2004; Mochizuki *et al.*, 2011; Moulin *et al.*, 2012; Chauvin *et al.*, 1990; Riisager *et al.*, 2003). Debido a que los datos registrados en cada transición tienen intervalos diferentes, acordes a la tasa eruptiva de cada secuencia, Valet *et al.* (2012) establecen factores numéricos de correlación para relacionar todos los registros.

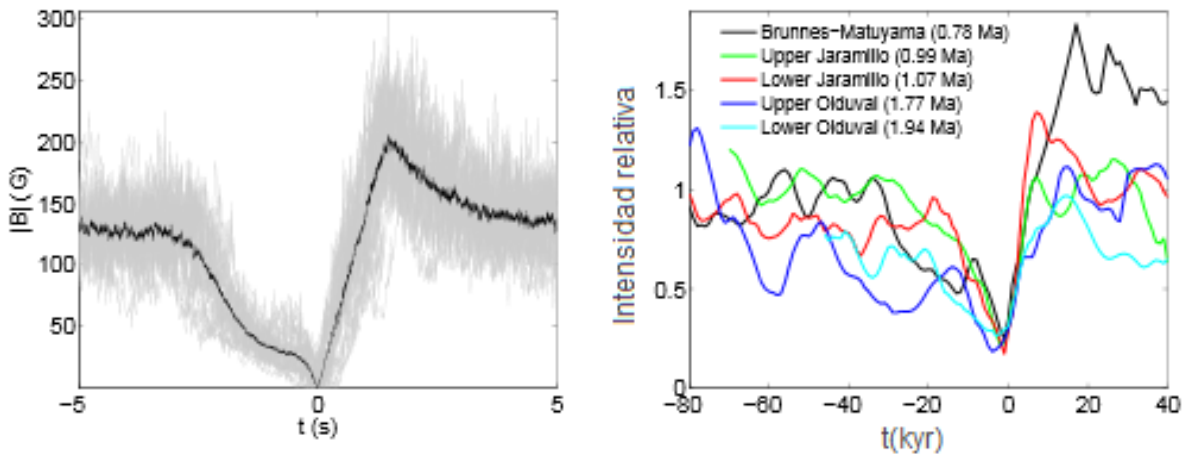
Con base en estos datos (Fig. 4.1) los autores proponen que el proceso transicional se caracteriza por tres fases sucesivas: un evento precursor, un cambio de polaridad de  $180^\circ$  y un rebote (Fig. 4.1b). La primera y tercera fases reflejan la presencia del campo no dipolar con variación secular de gran amplitud. La duración estimada tanto para el precursor como para el rebote es de 2,500 años, mientras que el tránsito real entre las dos polaridades no duraría más de 1,000 años. Esta corta duración podría indicar que este proceso es resultado de mecanismos distintos de los que rigen la variación secular normal (Valet *et al.*, 2012). En los trabajos analizados se observa que difícilmente se registra el precursor y el rebote en el mismo registro, se piensa que esto se debe a que debido a la rápida evolución de la geometría de la transición (2,500 años máximos para el precursor o rebote) y a que las secuencias volcánicas no abarcan intervalos de tiempo suficiente para registrar ambas (Fig. 4.1a).



**Figura 4.1** a) Duración de fases de inversión sucesivas (R-N) de los registros volcánicos de transiciones analizados por Valet *et al.*, 2012. b) Esquema ilustrando la presencia de tres fases durante la transición: precursor, cambio de polaridad, rebote. (Figura adaptada de Valet *et al.*, 2012)

Como se señaló anteriormente, la transición tiene tres momentos: un precursor, un tránsito y un rebote. En este proceso de transito se identifican dos fases, una fase de cambio gradual al inicio y una recuperación rápida. Cuando al término de la primera fase se regresa a la posición original, ocurre una excursión. Si el sistema se invierte, la recuperación ocurre mucho más abruptamente que el decaimiento. Este último rasgo fue reportado por primera vez por Petrelis *et al.* (2009), que mencionan esta abrupta recuperación de la intensidad del campo al final de la inversión, en la que toma la nueva polaridad. Estas consideraciones se observan de

manera independiente en un experimento de laboratorio en el que se simulan las inversiones mediante flujos de remolinos de sodio líquido, llamado VKS (Von Karman swirling flow) de Berhanu *et al.* (2007) en el que reproducen el comportamiento de la dinamo durante una inversión. Esto se observa en la figura 4.2, en la primera parte se muestra el resultado del experimento VKS, y en la segunda se muestran los datos de paleointensidad relativa de cinco transiciones, en ambas figuras se observa la disminución gradual de la intensidad seguida por un abrupto cambio.



**Figura 4.2.** Comportamiento de una transición de polaridad. La parte de la izquierda corresponde al resultado del experimento VKS (Berhanu *et al.*, 2007), mientras que la parte de la derecha corresponde a datos paleomagnéticos de diversas transiciones. (Figura adaptada de Petrelis *et al.*, 2009)

Se considera que la probabilidad de una inversión se incrementa cuando el campo dipolar es bajo y el cuadrupolar es alto. De igual manera, se considera que el cuadrupolo se incrementa en paralelo con la fase de decaimiento del dipolo (Valet y Herrero-Bervera, 2011).

### Componentes asimétricas

El papel de la componente no dipolar durante las transiciones de polaridad no está totalmente definido: puede desacoplarse del dipolo o disminuir junto con él. En la primera opción, el campo dipolar se volvería dominante en alguna fase de la transición, y en la segunda, el campo seguiría siendo dipolar. Si el campo se mantiene dipolar, entonces el vector magnético, medido en cualquier punto de la superficie terrestre, debe apuntar al mismo polo, siguiendo la

rotación del dipolo, con su polo norte pasando hacia el sur o viceversa. En el segundo caso, los VGPs son diferentes en cualquier lugar (Valet y Herrero-Bervera, 2011).

En los resultados obtenidos de varios estudios (Dagley y Lawley 1974, Hillhouse y Cox, 1976, Herrero-Bervera y Theyer, 1986, Valet y Tauxe, 1989) muestran que cada sitio muestra una trayectoria diferente para el polo, lo que es incompatible para la teoría del campo predominantemente dipolar en la transición.

. Hoffman, (1997), propone que el campo transicional está dominado por componentes asimétricas: cuadrupolo y octupolo axiales. McFadden *et al.*(1988), siguiendo el trabajo hecho por Roberts y Stix, (1972), sugirió que la solución de la dinamo podía separarse en los términos dipolares y los términos cuadrupolares, la primera simétrica con respecto al ecuador y la segunda asimétrica. McFadden *et al.* (1991) defienden la idea de que la dispersión latitudinal de los VGPs durante periodos de polaridad normal se debe al dipolo axial, mientras que la contribución del cuadrupolo es independiente de la latitud y esto produce la dispersión en el ecuador. McFadden *et al.* (1991) y Merrill y McFadden, (1999), construyeron un modelo inverso que asume que el dipolo y cuadrupolo se encuentran desacoplados durante episodios de polaridad estable, excluyendo los tiempos de transiciones de polaridad (Valet y Herrero-Bervera, 2011).

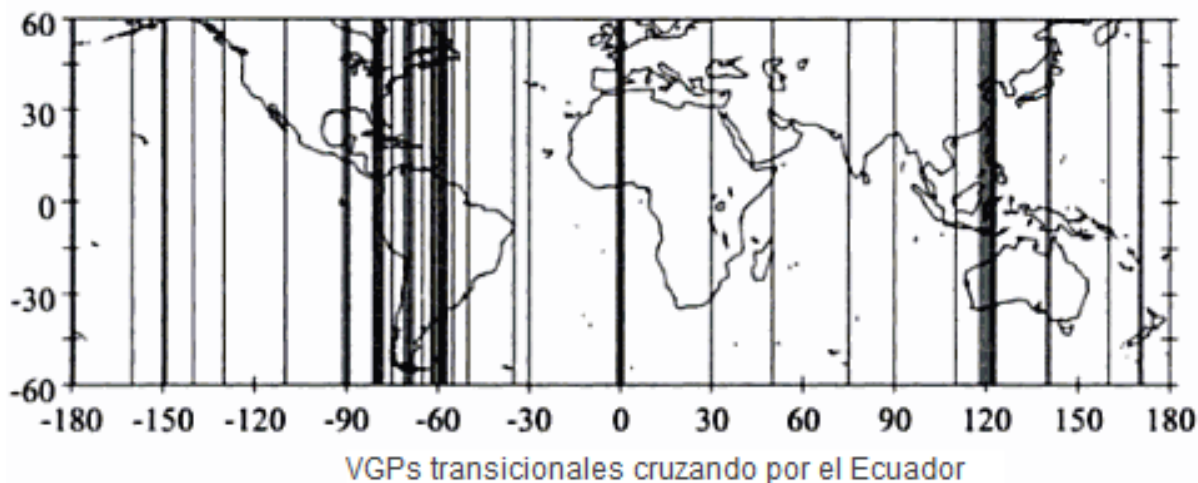
Para entender como la asimetría puede causar inversiones, el modelo de Petrelis *et al.*, (2009), dice que la condición de ocurrencia de las inversiones es que alguna inestabilidad aumente el acoplamiento entre los dos modos. Pequeñas fluctuaciones en el flujo convectivo pueden empujar al sistema lejos de un polo hacia una posición donde es atraído hacia el polo contrario.

Como se puede observar, los estudios mencionados coinciden en el desacoplamiento de las componentes dipolares y no dipolares, aunque no existe consenso sobre el papel que juegan durante la inversión. Este tema sigue siendo controversial y objeto de estudio en el paleomagnetismo.

#### Análisis de la presencia de estructuras dominantes en las inversiones

El primer registro de la presencia de trayectorias preferentes de los VGPs durante las inversiones, se observó en un estudio de rocas sedimentarias transicionales (Laj *et al.*, 1991) en

el que se observó la presencia de patrones en los VGP's restringidos a dos bandas longitudinales: sobre América y en el este de Asia (Fig. 4.3). La coincidencia de estas dos bandas longitudinales con las regiones frías circumpacíficas, observadas en el manto inferior mediante tomografía sísmica, se interpretó como evidencia de que el manto juega un papel importante en el proceso de la dinamo prevaleciente durante la transición.



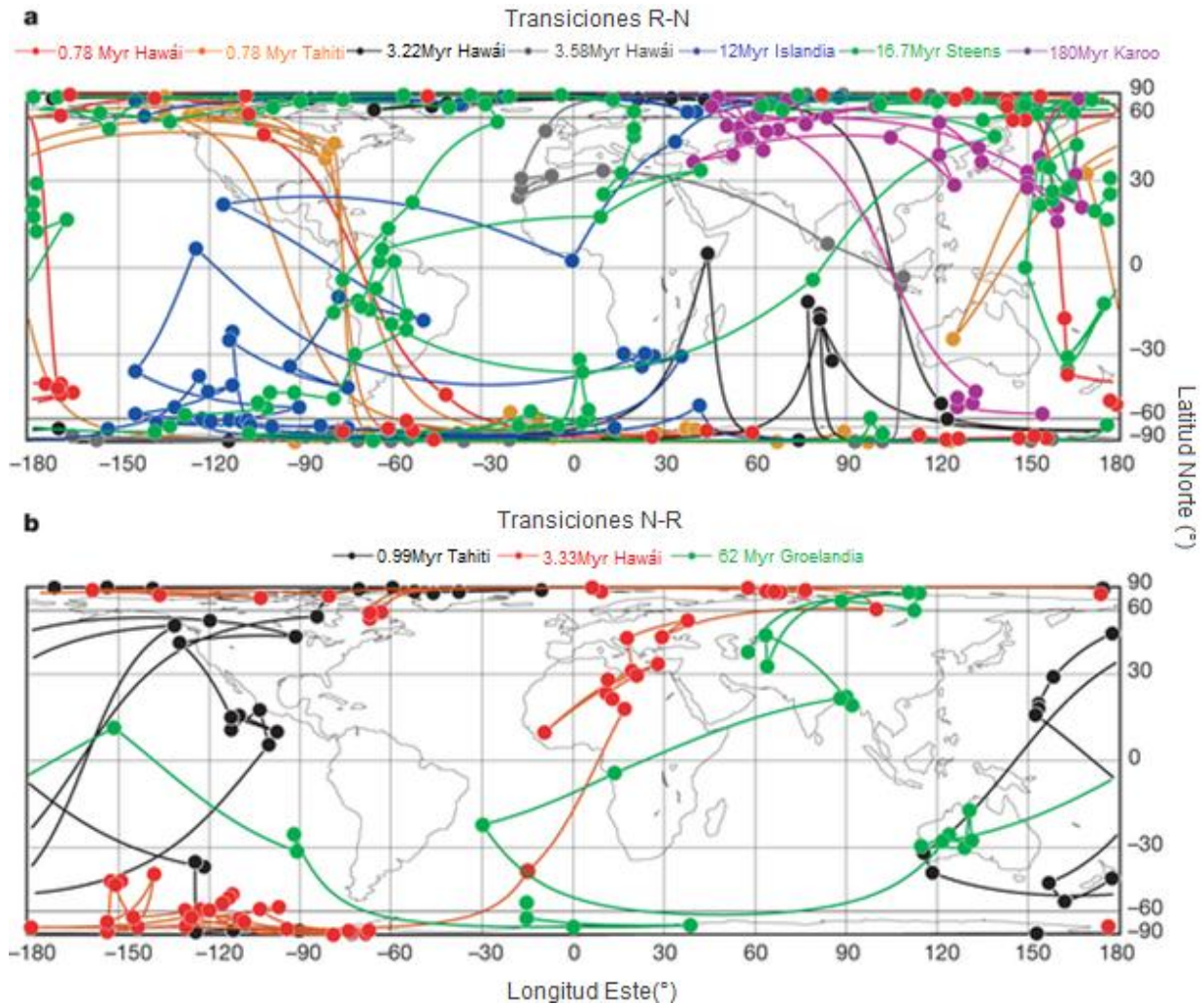
**Figura 4.3** Patrones de VGP's proyectados en su cruce por el Ecuador. (Figura modificada de McFadden y Merrill, 1995)

La coincidencia sigue siendo controversial, en registros de rocas volcánicas. En la década de los noventa, Prévot y Camps (1993) reportaron una distribución uniforme de los VGP's en todas las longitudes, mientras que Love (1998) observó una distribución estadística preferencial en los VGP's de rocas volcánicas, en las mismas bandas de América y el este de Asia.

Basado en una selección de rocas volcánicas de sitios en Australia y América, Hoffman (1991,1992, 1996) reconoció una distribución bimodal de los VGP's sobre el sur de Australia y en el suroeste del Atlántico, que corresponde a las dos ubicaciones del campo no dipolar actual en la superficie de la Tierra con las componentes verticales más grandes. Esta relación implica que los agrupamientos de los VGP's demuestran la fuerte presencia de estructuras no axiales del campo dipolar, y que estas concentraciones de flujo persisten en periodos largos de tiempo de manera que se pueden observar en varias inversiones sucesivas.



En un trabajo reciente, Hoffman y Singer (2008) mencionan que el agrupamiento de VGPs durante una transición está fuertemente restringido por rasgos permanentes del flujo radial. Su estudio está enfocado en registros volcánicos de inversiones y excursiones de Tahití y Alemania, para los últimos 780 Myr, sus resultados ubican los VGPs en el oeste de Australia y sobre Eurasia, respectivamente. De acuerdo con estos autores, dichas posiciones están limitadas por la concentración de flujo no axial dipolar en la vecindad de los sitios.



**Figura 4.4** Patrones de VGP de transiciones polaridad. Selección de diez registros (Jarboe *et al.*, 2011, Herrero-Bervera y Valet, 1999; Herrero-Bervera, *et al.*, 1999; Coe *et al.*, 2004; Mochizuki *et al.*, 2011; Moulin *et al.*, 2012; Chauvin *et al.*, 1990; Rüsager *et al.*, 2003) a) Corresponde a transiciones R-N y b) a transiciones N-R. Dibujado en proyección cilíndrica de igual área para resaltar las posiciones de los VGPs transicionales. (Tomada de Valet *et al.*, 2012)

En la figura 4.4, se observan los patrones de VGP de las 10 transiciones registradas en rocas volcánicas, recopiladas por Valet *et al.* (2012). En esta figura se observan los patrones de

VGPs seguidos durante la transición. Aunque se observa una posible zona de agrupamiento de los patrones en América, en general no se observa ninguna longitud transicional preferente.

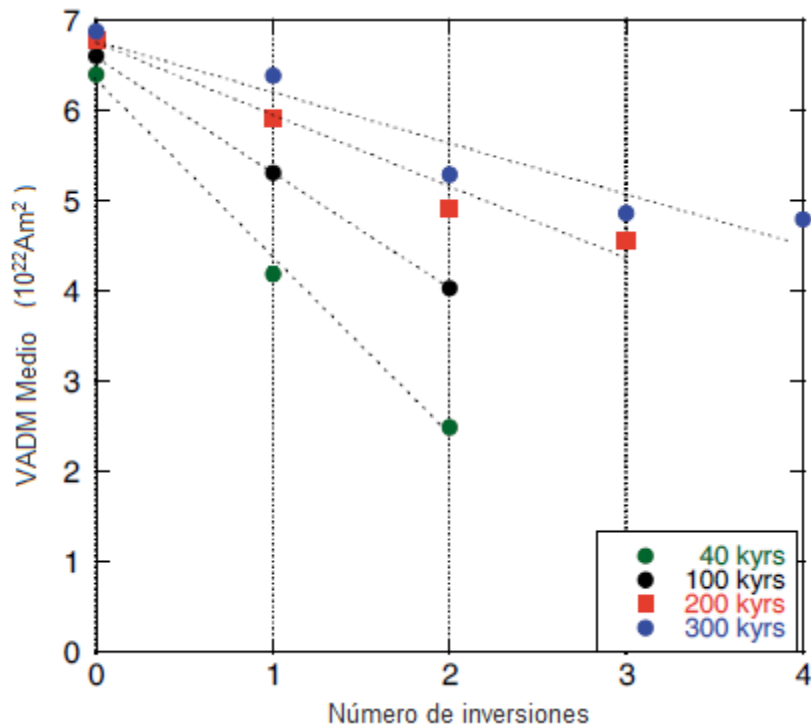
La existencia de patrones preferentes para los VGPs durante las transiciones, sigue siendo muy controversial, ya que no es constante en todos los registros de inversiones existentes, y en general, no se cuenta con una gran cantidad de datos de inversiones de buena calidad.

### **3.1.2. Intensidad absoluta durante las transiciones**

Para analizar el comportamiento del campo magnético durante las inversiones, también se debe conocer la intensidad del mismo. Esto resulta más complejo, ya que este tipo de experimentos plantea diversos inconvenientes, como el hecho de que no todas las rocas son propicias para determinaciones de paleointensidad; la intensidad registrada en las rocas, no es igual a la del campo, únicamente es proporcional, por lo que hay que realizar experimentos de remagnetización para determinar este campo, esto implica problemas como los tipos de mecanismo de adquisición, las alteraciones durante el experimento o la presencia de granos multidominio. También hay que considerar que los experimentos de determinación de paleointensidad son más difíciles y demandantes de tiempo, por estas razones no se cuenta con una gran cantidad de registros. En el caso de las rocas sedimentarias, los registros únicamente nos proporcionan paleointensidad relativa, que asociada a las tasas de sedimentación, nos puede dar idea del comportamiento de la intensidad relativa del campo en esos periodos. Las rocas volcánicas, por otro lado, tienen la gran ventaja de ser capaces de registrar la paleointensidad absoluta, lo que asociado a dataciones obtenidas de los flujos estudiados, nos permite tener una idea más clara del comportamiento del campo durante las transiciones. Sin embargo, existe la desventaja de que estos registros son dependientes de los periodos eruptivos de la secuencia volcánica estudiada, y tampoco es posible, tener dataciones de todos los flujos.

Los registros de paleointensidad han revelado que la evolución del dipolo durante la transición está gobernada por cambios muy grandes en la amplitud, que están marcados por periodos de muy baja intensidad asociados con excursiones o transiciones. Así mismo se observa que el comportamiento de la intensidad durante una transición se caracteriza por una disminución gradual que termina con un incremento abrupto en la nueva polaridad.

Teniendo en cuenta el comportamiento del campo durante las inversiones, tanto en la dirección como en la intensidad, observamos que para los 5 Ma pasados, el cambio de la inclinación respecto al valor esperado para el campo dominado por el GAD en función de la latitud, está mejor modelado por un cuadrupolo geocéntrico axial. Se sabe que si el campo dipolar predomina sobre las componentes no dipolares, esto incrementa la estabilidad del campo, y disminuye o anula la presencia de excursiones o transiciones. Por el contrario, la probabilidad de una inversión aumenta cuando el dipolo axial es bajo y el campo cuadrupolar es alto. Esto se observa también en los datos de paleointensidad, que muestran una correlación entre la intensidad del dipolo y la frecuencia de las inversiones (e.g. Valet *et al.*, 2005). En la figura 4.6 se puede observar la relación que existe en el número de ocurrencia de inversiones de acuerdo con el valor del momento dipolar axial virtual (VADM, por sus siglas en inglés), esta relación se obtuvo de la curva compuesta de paleointensidad relativa, Sint,2000 (Valet *et al.*, 2005).

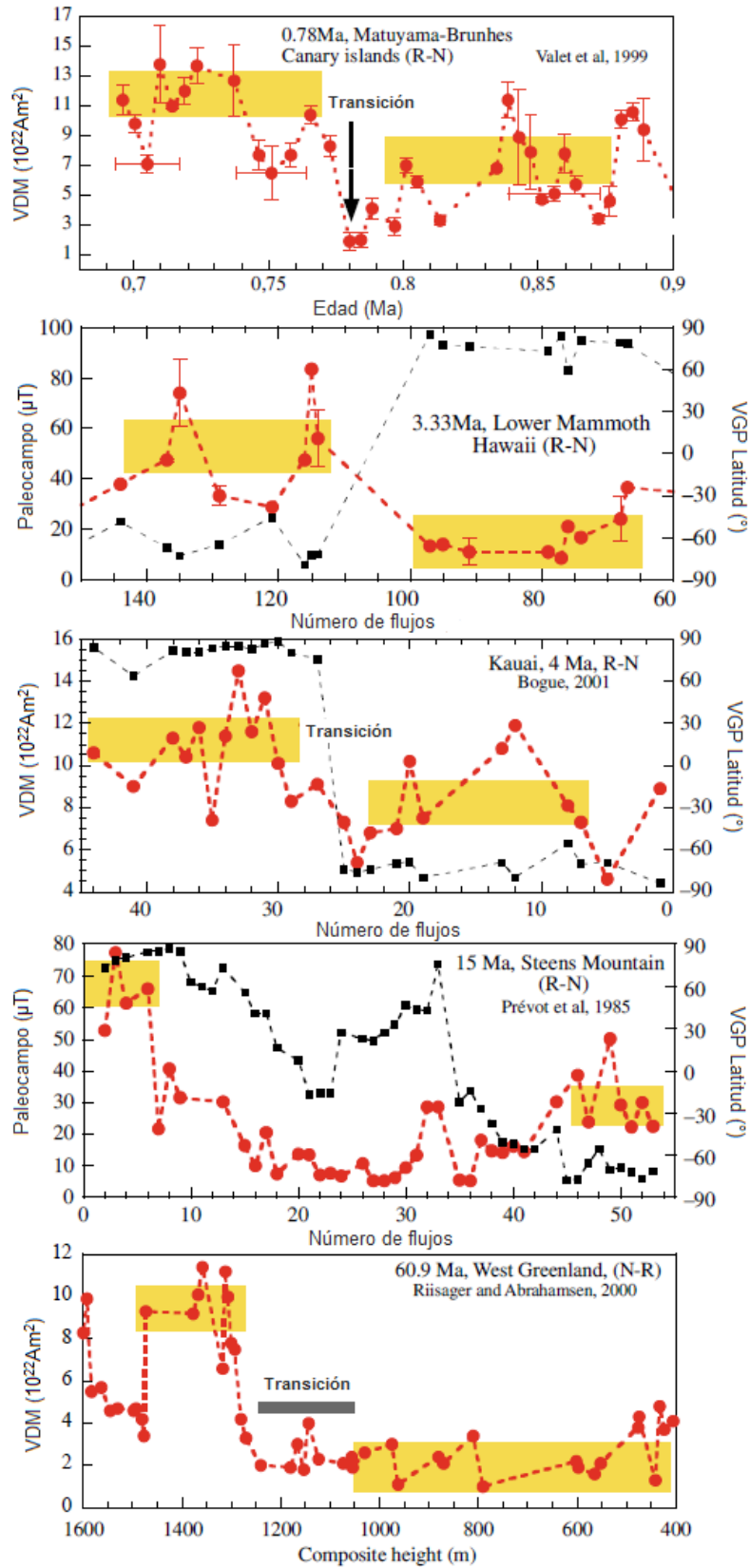


**Figura 4.6** Momento virtual axial dipolar, derivado de la curva compuesta Sint-2000 en función del número de inversiones (Modificada de Valet *et al.*, 2005)

Los registros de paleointensidad relativa y la curva compuesta, Sint-2000, que representa el comportamiento de la evolución del campo durante los 2 Myr pasados, muestra que todas las

inversiones están precedidas por un decaimiento del dipolo que toma de 60 a 80 kyr, mientras que su recuperación toma únicamente algunos miles de años (Valet *et al.*, 2005). Esta asimetría ha sido controversial pero concuerda con lo registrado en estudios de cambios de  $^{10}\text{Be}$  (Carcaillet *et al.*, 2003), y en los registros volcánicos más detallados que incluyen determinaciones de paleointensidad absoluta (Bogue y Paul, 1993; Valet *et al.*, 1999; Herrero-Bervera y Valet, 2005; Prévot *et al.*, 1985a b; Riisanger y Abrahamsen, 2000).

Valet y Herrero-Bervera (2011) consideran que los grandes decaimientos de la intensidad están asociados con los procesos de difusión en el núcleo, mientras que la recuperación rápida puede estar asociada con los procesos de advección. Los registros volcánicos mencionados, también concuerdan con lo mostrado por el experimento VKS (Bahaer *et al.*, 2007) donde se observa el comportamiento de la dinamo.

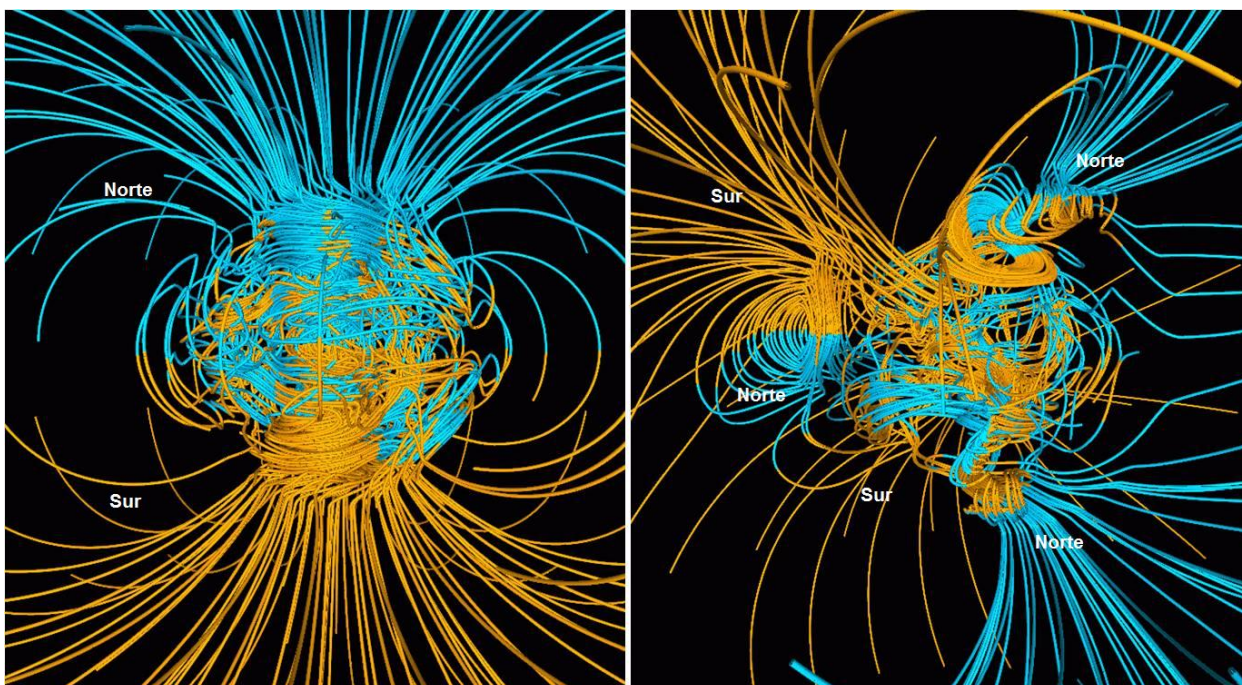


**Figura 4.5** Evolución el campo magnético a lo largo de cinco registros volcánicos de paleointensidad detallados. Los cuadros amarillos muestran el valor medio del campo antes y después de las transiciones de polaridad. Se observa una asimetría en estas dos etapas (Adaptada de Valet y Herrero-Bervera, 2011)

Como se mencionó anteriormente, una característica significativa en la evolución de la intensidad del campo magnético durante las inversiones es la reportada por primera vez por Petrellis *et al.* (2009), quienes observaron un rápido incremento de la intensidad al final de una transición. Este rasgo se observa también en los registros de paleointensidad en rocas volcánicas y en rocas sedimentarias, así como en el experimento VKS (Fig.4.2). En consecuencia, se infiere que este rápido incremento de la intensidad al final de una transición, es una característica inherente a las inversiones (Petrellis *et al.*, 2009).

Se han planteado diversos modelos y especulaciones acerca del origen del campo magnético interno. Sin embargo no es tan trivial, ya que un modelo realista del campo interno debe poder describir la morfología actual del mismo pero también tener en cuenta sus variaciones. Las teorías más realistas y aceptadas actualmente coinciden en postular la existencia en el núcleo de la Tierra de fenómenos semejantes a los de una dinamo autoexcitada. Los indicios geofísicos sobre la existencia de un núcleo terrestre externo de naturaleza fluida y alta densidad, compuesto casi en su totalidad de fierro, sirven de base a las teorías que ponen el origen del campo magnético en procesos dinámicos en su interior. La formulación matemática de los procesos de la dinamo es de gran complejidad, ya que involucra la resolución de un sistema altamente complicado de ecuaciones diferenciales parciales acopladas, electromagnéticas, hidromagnéticas y termodinámicas.

Existen dos modelos de dinamo tridimensionales que cuentan con aceptación: el propuesto por Glatzmaier y Roberts (1995) (Fig. 4.7) y el que presentan Kuang y Bloxham (1997). Ambos modelos predicen un campo muy similar en la superficie de la Tierra, pero presentan diferencias substanciales en relación con el campo que se observaría en el interior del núcleo. Es un hecho que todos los modelos de la dinamo con los que se cuenta en la actualidad incluyen entre sus premisas incertidumbres significativas y ciertas suposiciones poco realistas sobre los parámetros incluidos en ellos (Merrill y McFadden, 1999). A pesar de ello, y sin contar con una solución definitiva al problema, se pueden extraer conclusiones importantes de la Teoría de la Dinamo y estas conclusiones se pueden relacionar con las transiciones de polaridad.



**Figura.4.7** Modelo de una inversión de polaridad del campo magnético hecho por Glatzmaier y Roberts, 1995

Una dinamo puede generar un campo en cualquiera de las dos direcciones, normal o inversa (Merrill *et al.*, 1979), y no existe a priori ningún motivo que implique una determinada polaridad del campo magnético terrestre. Ambas polaridades deberían, por tanto, tener idénticas propiedades estadísticas con excepción del signo del campo. Tampoco existe ninguna razón fundamental que impida los cambios de polaridad. Se puede decir que el punto de partida de los modelos de la dinamo es la ecuación de inducción, que describe la variación del campo magnético en el tiempo en función de los procesos de difusión y advección. Durante la mayor parte del tiempo de funcionamiento de la dinamo ambos términos probablemente se hallan equilibrados, pero es de suponer que este equilibrio se vea substancialmente alterado cuando se producen los cambios más drásticos en la geodinamo, como las inversiones o excursiones geomagnéticas.

En relación con el proceso de inversión, Olson (1982) fue el primero en señalar que es posible un modelo de dinamo en el cual los campos magnéticos toroidal y poloidal no se invierten al mismo tiempo. Por su parte, McFadden y Merrill (1993) consideran que la transición es más larga de lo que indican los datos paleomagnéticos direccionales. Así mismo, el teorema de Cowling establece que un campo magnético de simetría axial no puede mantenerse y, en

consecuencia, decaerá con el tiempo. Las estimaciones para el decaimiento libre del campo dipolar terrestre se hallan en el intervalo de 15 a 30 ka. En un modelo de decaimiento libre, la intensidad decrecerá en este intervalo y subsecuentemente se incrementará en un intervalo de tiempo que no es posible calcular sin un modelo específico de dinamo que contemple las inversiones. Merrill y McFadden, (1999), comparan los tiempos de decaimiento libre y la duración de las inversiones estudiadas mediante el registro paleomagnético, concluyendo que ésta última es significativamente inferior, lo que permite sugerir que la inversión es un proceso dinámico. De aquí surge la pregunta sobre la velocidad con la que puede invertirse el campo magnético por un proceso dinámico. Se estima que el campo magnético puede cambiar tan rápido como se desarrolla el proceso de advección y se ha estimado en  $10^{-4} \text{ ms}^{-1}$  para el núcleo (por ejemplo, Gubbins y Roberts, 1987). A partir de este dato se puede estimar una duración de la inversión de algunos centenares de años si la advección se lleva a cabo en una escala de 1000 km (Merrill y McFadden, 1999). Los modelos específicos de dinamo que presentan inversiones apoyan la sugerencia de que la advección juega un papel predominante durante la inversión y estiman para ésta una duración de algunos cientos a miles de años (por ejemplo, Glatzmaier y Roberts, 1995 (Fig. 4.7)).

El uso de modelos y su comparación con registros paleomagnéticos y de paleointensidad es muy importante, sobre todo, teniendo en cuenta que son las únicas metodologías para poder estudiar el campo magnético más allá del tiempo histórico.

### **3.2. Excursiones geomagnéticas**

Las excursiones geomagnéticas se pueden describir como episodios de poca duración en los cuales el campo se desvía hacia una polaridad intermedia. En otras palabras, las excursiones geomagnéticas son la desviación del polo magnético a más de  $40\text{-}45^\circ$  del polo geográfico (Merrill y McFadden, 1994) o bien los rasgos que representan desviaciones respecto al valor “normal” de la variación secular, para los cuales una transición de polaridad completa no ha sido establecida (Laj y Channell, 2007).

Registros detallados de paleointensidad indican que frecuentemente el campo se colapsa cuando se caracteriza por bajas intensidades, lo que ocasiona que el campo cambie de polaridad

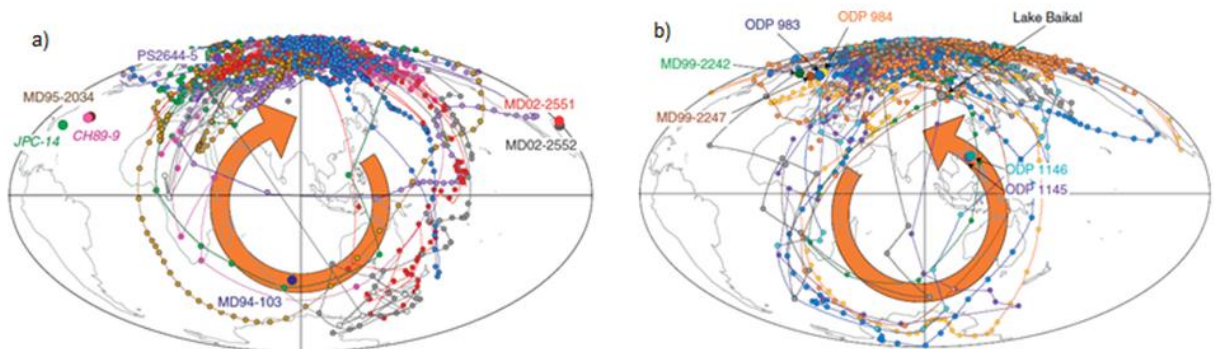


u ocurra una excursión (Jackson *et al.*, 2000). En ese sentido, Gubbins (1999) sugiere que las excursiones ocurren cuando el núcleo externo líquido cambia de polaridad (en 500 años o menos) sin ser acompañado de un cambio de polaridad en el núcleo interno (donde el cambio toma miles de años). La inercia del núcleo interno, retrasa la inversión, durante este tiempo la polaridad se restablece en el núcleo externo.

Por otro lado, aunque algunos autores proponen que las excursiones del GAD son únicamente el reflejo de la inadecuada distribución espacial y temporal de los de los datos (Carlut y Courtillot, 1998; McElhinny *et al.*, 1996b), otros opinan que estas excursiones realmente reflejan la estructura real del campo (Gubbins y Kelly, 1993; Hatakeyama y Kono, 2002; Johnson y Constable, 1995, 1997; Kelly y Gubbins, 1997) incluyendo asimetrías entre los hemisferios Pacífico y Atlántico. El estudio de las excursiones geomagnéticas se ve dificultado por su corta duración, haciendo difícil contar con registros de las mismas. A continuación se analizarán algunos registros para entender mejor sus características.

### 3.2.1. Morfología de las excursiones

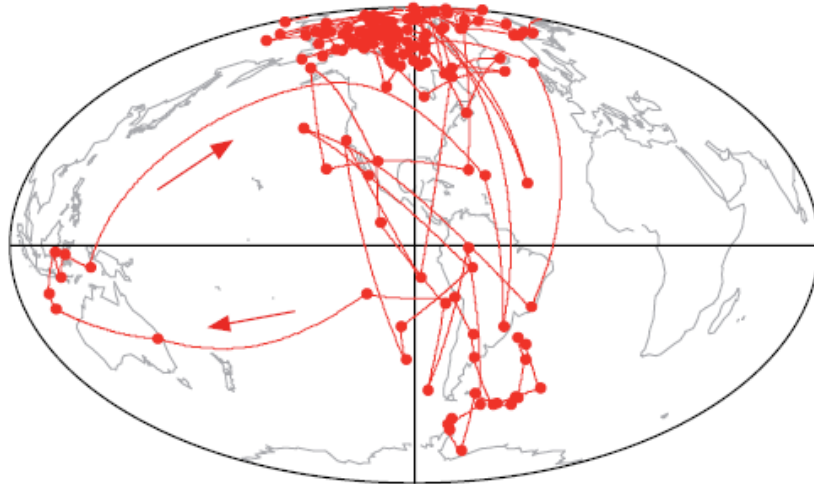
Como ya se mencionó, diversos estudios han permitido establecer algunas características generales en la morfología de las excursiones, señalando que para poder determinar la geometría del campo durante las excursiones es necesario tener un registro completo que abarque diferentes ubicaciones geográficas. Las excursiones Laschamp y Iceland Basin, han sido estudiadas en diferentes y distantes localidades a través sedimentos de sedimentación rápida que generan registros de VGPs (e.g., Laj *et al.*, 2006). (Fig. 4.8)



**Figura 4.8** a) Direcciones transicionales representadas en patrones de VGPs. a) Para la excursión Laschamp,. b) Para la excursión Iceland Basin. Las flechas representan el sentido de cambio. (tomada de Laj y Channell, 2007)

Con base en estos estudios, se busca establecer las características para las excursiones geomagnéticas. Para la excursión Iceland Basin, los VGPs se mueven primero en dirección sur sobre África a lo largo de una banda longitudinal, antes de cruzar el Ecuador y alcanzar altas latitudes meridionales (Fig. 4.8b) El regreso de los VGPs al hemisferio norte está contenido en una banda longitudinal en el este de Asia. Una imagen similar se observa para la excursión Laschamp: la primera parte de la ruta hacia el sur atraviesa bandas longitudinales en el este de Asia-oeste del Pacífico, y alcanza altas latitudes meridionales. La ruta hacia el Norte, está ubicada sobre África y el oeste de Europa (Fig. 4.8a). En ambas excursiones, las rutas están definidas en las mismas bandas longitudinales, únicamente cambia la dirección (hacia el Norte, hacia el Sur) (Fig. 4.8). Coinciden también en que presentan una intensidad mínima relativa. La similitud observada en el patrón de las bandas longitudinales sugiere una estructura similar del límite manto-núcleo, que prevalece en las dos excursiones. De igual manera, la repetitiva estructura en los patrones de VGPs para sitios dispersos se puede tomar en cuenta como indicación de una geometría posiblemente dipolar para la transición del campo en ambas excursiones. Los patrones de VGP y los registros de intensidad de ambas excursiones son consistentes con un decremento en la intensidad del dipolo axial y un reducido campo no dipolar. Estos resultados sustentan que la intensidad mínima del campo que coincide con las excursiones, refleja la presencia de componentes no dipolares (e.g., Merrill y McFadden, 1994; Guyodo y Valet, 1999)

Otra de las excursiones registradas, la excursión Blake, ubicada temporalmente entre las dos excursiones anteriores, no muestra la misma geometría transicional. Para esta excursión, se tiene solamente un registro (Tric *et al.*, 1991). El patrón de VGPs observado en este registro para la parte N-S se encuentra sobre América, alcanzando altas latitudes meridionales. Mientras que en el regreso está situado sobre Australia y el sureste de Asia (Fig. 4.9). Otra excursión, la Pringle Falls muestra una gran componente dipolar, y tiene un patrón transicional similar al de la excursión Blake (McWilliams, 2001).



**Figura 4.9** Direcciones transicionales representadas en patrones de los VGPs para la excursion Blake. Datos de Laj *et al.*, 1991. (Figura tomada de Laj y Channell, 2007)

Existen diversas excursiones datadas con precisión y otras que aún no están verificadas, Laj y Channell, (2007), reportan siete excursiones en el cron Brunhes, y seis indicadas como posibles, mientras que Lund *et al.*, (2001), reportan 12. Todas las excursiones, validadas o no, de los últimos 2 millones de años están asociadas a mínimos de paleointensidades, de igual manera que las inversiones. Los intervalos con las paleointensidades más bajas están asociados a cambios de polaridad, mientras que las excursiones están asociadas con paleointensidades no tan bajas como las asociadas a las inversiones (Jackson *et al.*, 2000).

El campo geomagnético es dinámico con constantes cambios en la paleointensidad y abundantes colapsos, que es cuando suceden las excursiones, por lo que se puede considerar las excursiones como una componente frecuente e intrínseca del comportamiento del campo. (Jackson *et al.* 2000). La duración de las excursiones no se conoce con precisión y ha sido de punto de particular interés para el estudio del campo magnético y los procesos del interior de la Tierra. En 1999, Gubbins, (1999) señaló que durante las excursiones el campo magnético cambia de polaridad en el núcleo externo, pero la polaridad inversa no se mantiene por mucho tiempo debido a la difusión del campo en el núcleo interno. Debido a la corta duración de las excursiones, no es trivial determinar excursiones en registros con tiempos geológicos, Incluso las dataciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  o K/Ar no tienen la precisión de miles de años.

El rango de estimación de la duración de una excursión va desde 300 años (Thouveny y Creer, 1992) a 1000 o 2000 años (Laj *et al.*, 2000) o 3000 años (Channell, 1999) a 8 000 años (Channell, 2006) a 10,000 años (Nowaczyk y Antonow, 1997). Por ejemplo, para la excursión Laschamp Laj *et al.* (2000) presentaron una estimación de la duración de la excursión de 1500 años, basándose en la correlación de núcleos marinos. Para la excursión Mono Lake, se estimó la misma duración, entre 1500-2000 años, mientras que Lund *et al.*, (2001, 2005) estimaron una edad para la excursión Laschamp de 2000 años.

Cabe señalar que en general, las mayores estimaciones para la duración de las excursiones provienen de núcleos de altas latitudes del Océano Atlántico y el Ártico. En los trabajos de Nowaczyk y Antonow (1997) y Nowaczyk y Knies (2000), la estimación para las excursiones es mayor que 10 mil años (estimación que puede estar asociada a incrementos en la tasa de sedimentación). También la estructura de las excursiones es diferente: transiciones rápidas y períodos de tiempo variables con VGPs desviados del valor “normal”.

Por otro lado, se ha argumentado que las excursiones son de carácter regional más que global (Merrill y McFadden, 2003). Sin embargo, las excursiones mejor estudiadas actualmente han demostrado ser de carácter global. Existen ejemplos como la Excursión de Laschamp que se registró en rocas volcánicas y sedimentos, y se observó en ambos hemisferios (Channell, 2006).

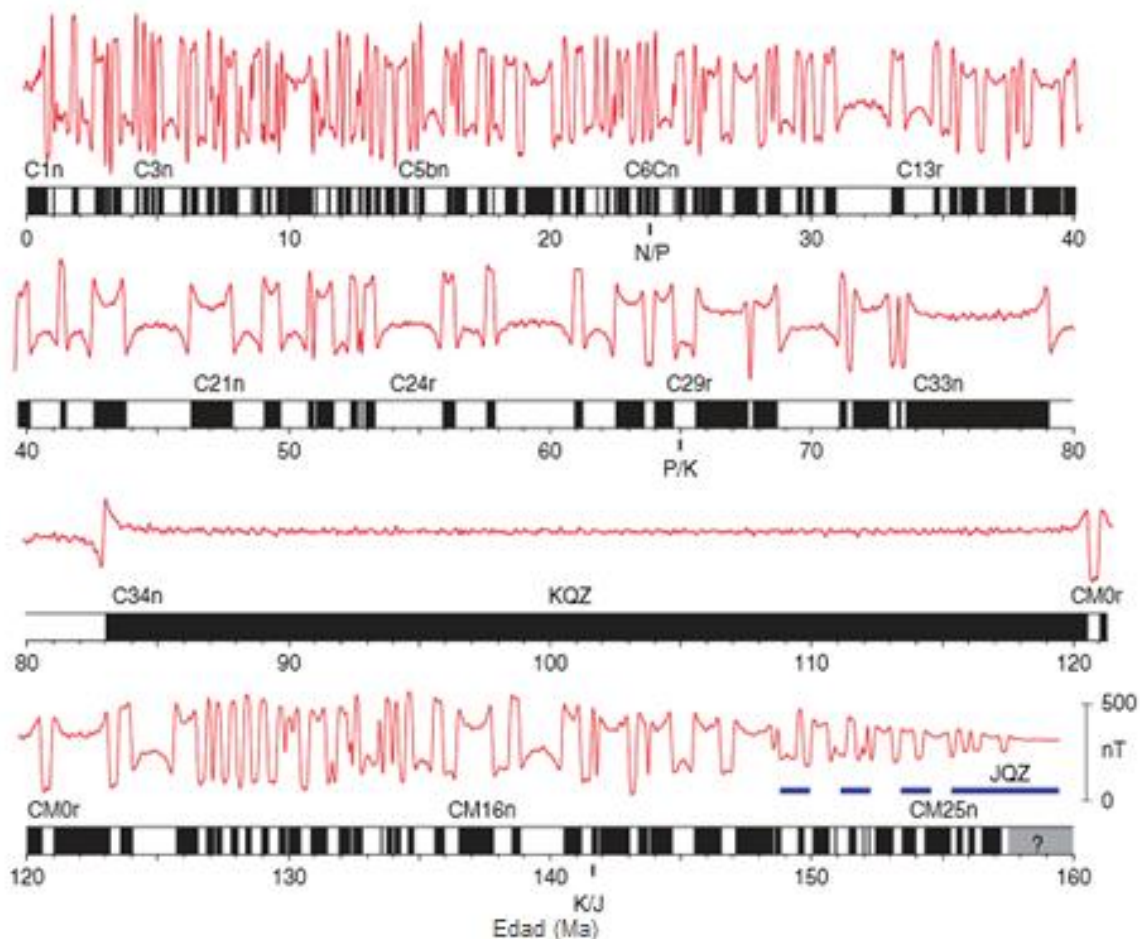
### **3.3. Escala de tiempo de polaridad geomagnética del tiempo (GPTS) y Escala de tiempo de inestabilidades geomagnéticas (GITS)**

#### **3.3.1. GPTS**

Aunque actualmente las inversiones de polaridad constituyen la característica del campo geomagnético mejor documentada por los estudios paleomagnéticos, y es un hecho conocido que éste se ha invertido en centenares de ocasiones en la historia de la Tierra, la hipótesis de que el campo magnético había cambiado de polaridad en el pasado geológico fue objeto de controversia durante largo tiempo. David (1904) y Brunhes (1906) fueron los primeros en medir las direcciones en las rocas magnetizadas que eran aproximadamente antiparalelas al campo

magnético actual. En la primera mitad del siglo XX surgió un debate entre los que defendían que las rocas que mostraban una polaridad opuesta a la del CMT habían adquirido una magnetización con esa característica debido a un fenómeno de autoinversión, propio de las rocas estudiadas, y aquellos que consideraban que el campo magnético terrestre cambiaba de polaridad. Hoy se sabe que la *autoinversión* es un fenómeno real, pero muy poco frecuente, y se acepta de forma general que las magnetizaciones inversas registradas en las rocas se deben, en la gran mayoría de los casos, a cambios de polaridad reales y no a fenómenos de autoinversión.

Matuyama en 1929 fue el primero en atribuir la magnetización inversa observada en las rocas a un estado polaridad geomagnética inversa, así como en diferenciar lavas pleistocenas de lavas pliocenas basándose en la polaridad de las rocas. Estos trabajos pioneros y otros posteriores impulsaron la idea de que era posible desarrollar una secuencia geológica ordenada de inversiones de la polaridad magnética. Gracias al desarrollo de los métodos de datación radiométrica a partir de los años 60 y, en particular, del método K-Ar, fue posible datar un amplio número de lavas con mayor precisión, dando lugar a la creación de una escala temporal absoluta de polaridades magnéticas. En un principio, Cox *et al.*, (1963) establecieron una escala que sugería una periodicidad en las inversiones cercana al millón de años, aunque los nuevos datos rápidamente mostraron que no existía tal periodicidad. Cox *et al.*, (1964) propusieron que dentro de los intervalos largos con predominio de una polaridad podía haber otros más cortos de polaridad opuesta. A los intervalos mayores se les denominó *épocas* y a los menores *eventos*. Las épocas fueron nombradas con los nombres de los pioneros del geomagnetismo: Brunhes, Matuyama, Gauss, Gilbert (Doell y Dalrymple, 1966) mientras que los eventos fueron nombrados con base en las localidades donde se habían descubierto: e.g. Jaramillo (Doell y Dalrymple, 1966), Olduvai (Grommé y Hay, 1967), Kaena y Reunion (McDougall y Chamalaun, 1966), Mammoth (Cox *et al.*, 1963), y Nunivak (Hoare *et al.*, 1968). En la actualidad, los términos época y evento, han sido reemplazados por los términos *cron* y *sub-cron* (Opdyke y Channell, 1996), respectivamente. En ocasiones es difícil distinguir entre una excursión y un subcron de muy poca duración. Actualmente también se emplea el término *criptocrón* para referirse a eventos geomagnéticos muy cortos, con independencia del tipo del que se trate, mientras que el término *supercrón* corresponde a intervalos de polaridad muy largos.



**Figura 4.10** Escala de tiempo de polaridad geomagnética basada en las anomalías magnéticas marinas de los últimos 160 Ma. Lowrie y Kent (2004) basado en Cande y Kent (1995) y en Channell *et al.* (1995) (Figura tomada de Gee y Kent, 2007)

En 1992, Cande y Kent, (1992) siguieron la convención de Tauxe *et al.* (1983) y dividieron la escala de tiempo en crones y subcrones, basados en la numeración de las anomalías. Para hacer referencia a los crones se utilizó la letra C (de cron), mientras que el número hacía referencia a la anomalía., Por ejemplo C1n, se refiere a polaridad normal asociada con la anomalía 1 (Brunhes), mientras que C1r, refiere el intervalo predominantemente inverso entre las anomalías 1y 2 (Olduvai). Esta notación se adopta en la escala de tiempo de Gee y Kent (2007) (Fig. 4.10), un híbrido que incluye las escalas de tiempo de Cande y Kent (1995) y Channell *et al.* (1995), más los subcrones reconocidos por Lowrie y Kent (2004). Actualmente la GPTS se encuentra determinada para al menos los últimos 160 Ma con gran precisión (Opdyke, 1996; Bergreen, 1995, Harland, 1990; Cande y Kent 1992, 1995; Gradstein, 2004; Gee y Kent, 2007)

y varios cientos de años más (Ogg et al., 2008). En la tabla 4.1 se muestran las edades establecidas de estos subcronos desde la actualidad hasta hace 11 Ma

Rango de edad (Ma)	Subcronos de polaridad normal	Rango de edad (Ma)	Subcronos de polaridad inversa
0.000-0.780	C1n	0.780-0.990	C1r.1r
0.990-1.070	C1r.1n	1.070-1.201	C1r.2r
1.201-1.211	C1r.2r.1n	1.211-1.770	C1r.2r
1.770-1.950	C2n	1.950-2.140	C2r.1r
2.140-2.150	C2r.1n	2.150-2.581	C2r.2r
2.581-3.040	C2An.1n	3.040-3.110	C2An.1
3.110-3.220	C2An.2n	3.220-3.330	C2An.2r
3.330-3.580	C2An.3n	3.580-4.180	C2Ar
4.180-4.290	C3n.1n	4.290-4.480	C3n.1
4.480-4.620	C3n.2n	4.620-4.800	C3n.2r
4.800-4.890	C3n.3n	4.890-4.980	C3n.3r
4.980-5.230	C3n.4n	5.230-5.894	C3r
5.894-6.137	C3An.1n	6.137-6.269	C3An.1
6.269-6.567	C3An.2n	6.567-6.935	C3Ar
6.935-7.091	C3Bn	7.091-7.135	C3Br.1r
7.135-7.170	C3Br.1n	7.170-7.341	C3Br.2r
7.341-7.375	C3Br.2n	7.375-7.432	C3Br.3r
7.432-7.562	C4n.1n	7.562-7.650	C4n.1
7.650-8.072	C4n.2n	8.072-8.225	C4r.1
8.225-8.257	C4r.1n	8.257-8.606	C4r.2r
8.606-8.664	C4r.2r.1n	8.664-8.699	C4r.2r
8.699-9.025	C4An	9.025-9.097	C4Ar.1r*
9.097-9.117	C4Ar.1r.1n	9.117-9.230	C4Ar.1r
9.230-9.308	C4Ar.1n	9.308-9.580	C4Ar.2r
9.580-9.642	C4Ar.2n	9.642-9.740	C4Ar.3r
9.740-9.880	C5n.1n	9.880-9.920	C5n.1
9.920-10.949	C5n.2n	10.949-11.052	C5r.1
11.052-11.099	C5r.1n	11.099-11.167	C5r.2r

**Tabla 4.1** Rangos de edades de subcronos tanto de polaridad normal como inversa, de la escala de tiempo de polaridad geomagnética basada en las anomalías magnéticas marinas de los últimos 160 Ma. Se muestra únicamente de 0-11Ma.. (Lowrie y Kent (2004) basado en Cande y Kent (1995) y en Channell *et al.* (1995) Tabla tomada de Gee y Kent, 2007)

### 3.3.2. GITS

De manera similar a la escala de tiempo de polaridad geomagnética, donde se documentan las inversiones de polaridad y se establece su duración, la Escala de Tiempo de Inestabilidades Geomagnéticas, GITS (Geomagnetic Inestabilities Time Scale) propuesta por Singer *et al.*, (2002) busca registrar las excursiones y establecer patrones de su ocurrencia y duración.

Sin embargo, es importante considerar que el registro de las excursiones resulta más complejo debido a su corta duración. Registrar una excursión es muy difícil y no fue hasta que existieron registros sedimentarios del océano de gran resolución que su existencia empezó ser aceptada. Las primeras excursiones reconocidas se documentaron en los años sesenta: Laschamps y Blake (Bonhommet y Babkine, 1967; Smith y Foster, 1969). Antes de esto, se consideraban como artefactos de los registros o anomalías locales del campo. Fue hasta los años ochenta que esto empezó a cambiar. Una vez que fueron definidas las excursiones como un fenómeno en sí mismo y debido a su corta duración, fue posible contar una mejor documentación.

La nomenclatura de las excursiones es similar a la de los eventos o subcronos. Éstas se nombran de acuerdo al sitio de donde se obtuvieron los primeros datos de la excursión (p.ej., Lachamp en Francia). A continuación se analizan las excursiones ocurridas durante los dos cronos más recientes y que por lo tanto, se pueden documentar mejor, debido a la existencia de más datos disponibles.

#### Brunhes:

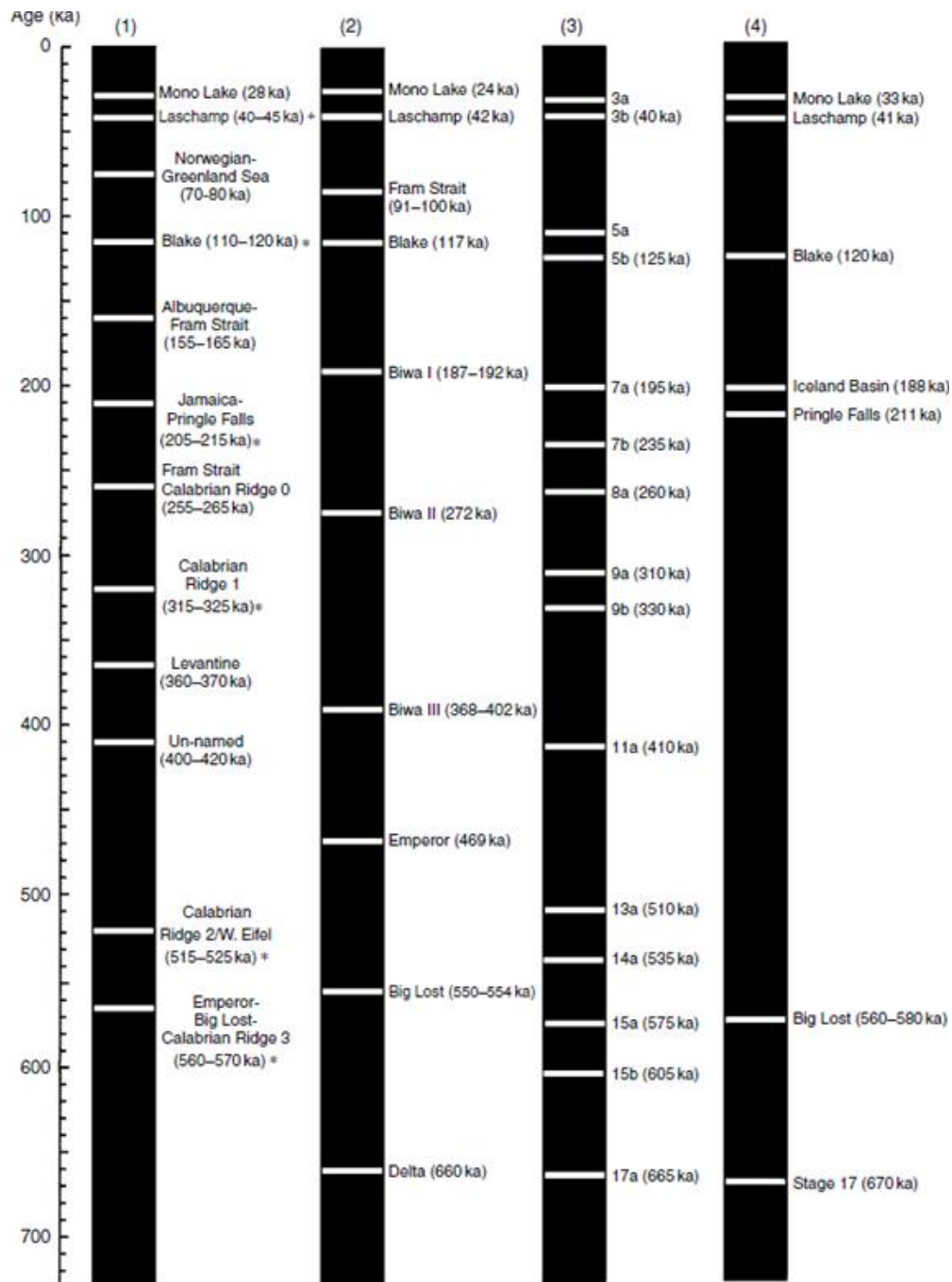
La escala de tiempo de las inestabilidades geomagnéticas muestra evidencia de la existencia de 14 excursiones en el cron Brunhes, las más conocidas y mejor estudiadas son: Laschamps, Blake, Jamaica, Calabrian Ridge Big Lost, Mono Lake, Iceland Basin, Pringle Falls (Singer *et al.*, 2002) (Fig. 4.12)

#### Matuyama:

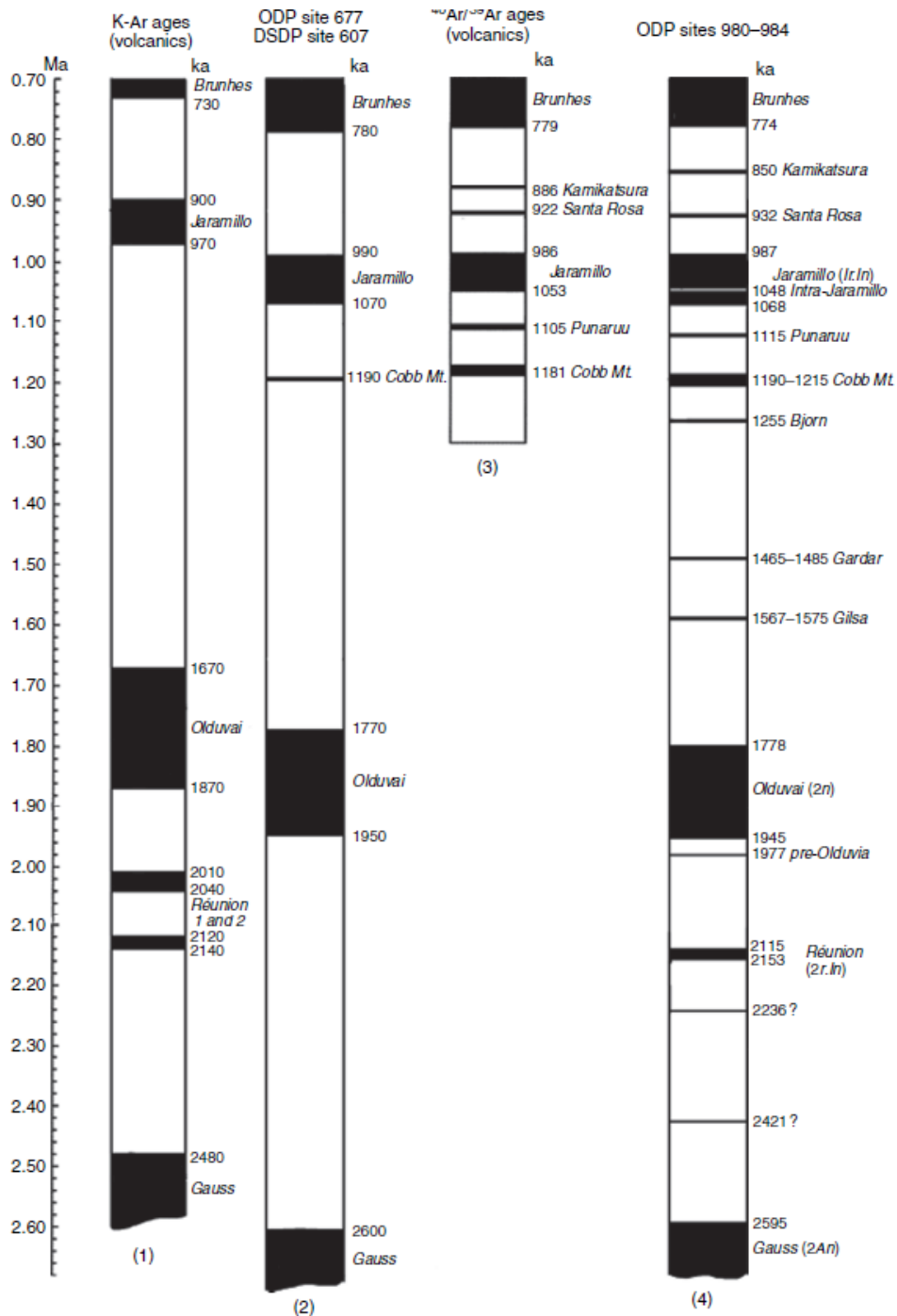
Los subcronos Jaramillo, Reunión y Olduvai, de polaridad normal, han sido identificados desde hace casi 40 años. Desde entonces, empezando con el subcron Cobb Mountain (p. ej. Clement y Kent, 1987), se han identificado casi 9 excursiones normales (Kamikatsura, Santa



Rosa, Punaruu, Cobb Mountain, Bjorn, Gardar, Gilsa, pre-Olduvai, Huckleberry ridge así como una excursión de polaridad inversa dentro del subcron Jaramillo (Singer *et al.*, 2002) (Fig. 4.13)



**Figure.4.12** Excursiones geomagnéticas en el cron Brunhes, de acuerdo a varios autores: Langereis *et al.*, 1997 (los asteriscos corresponden a excursiones bien datadas), mientras que el resto no cuentan con dataciones tan precisas; La columna 2 (Worm *et al.*, 1997); columna 3 (Lund *et al.*, 2001) y columna 4 corresponden a excursiones bien documentadas con un control de edad aceptable (Laj y Channell, 2007).



**Figura 4.13** Escala de polaridad magnética para el Cron Matuyama. 1) Edades K-Ar y estudios paleomagnéticos resumidos por Mankinen y Dalrymple, 1979. 2) Cande y Kent, 1995; 3) Dataciones Ar-Ar y datos paleomagnéticos volcánicos (resumidos por Singer *et al.*, 2004) 4) Channell y Kleiven, 2000; Channell *et al.*, 2002; Channell y Guyodo, 2004). Figura tomada de Laj y Channell, 2007.

## 4. Contexto geológico de la secuencia de Saro, Cáucaso Menor, Georgia

### Cáucaso Menor

Una de las zonas de estudio se encuentra en la meseta de Dzhavakheti, una región volcánica que se extiende sobre la parte central del sistema montañoso del Cáucaso Menor, en Georgia (Fig. 5.1)

El Cáucaso Menor se extiende de este a oeste, alrededor de un centenar de kilómetros al sur de la cadena del Gran Cáucaso y hasta el límite del altiplano Armenio. Está unido al Cáucaso Mayor por la cadena montañosa de Souram y su cumbre más elevada es el volcán Aragats, que llega a los 4095 m de altitud. Las fronteras de Georgia, de Armenia y de Azerbaiyán atraviesan la cadena del Cáucaso Menor.

El sistema montañoso del Cáucaso es parte del cinturón orogénico Alpino-Himalayo, que es la mayor zona de colisión continental en el mundo (por ejemplo, Koulakov, 2011), es resultante del movimiento de la placa Eurasia y Arábiga, que se encuentran todavía convergentes (Adamia *et al.*, 2008). La región del Cáucaso perteneció durante el Proterozoico tardío al Cenozoico temprano, al ahora desaparecido Mar de Tethys y sus márgenes (Adamia *et al.*, 2011).

La región del Cáucaso está caracterizada por su compleja actividad tectónica, mostrando estructuras tanto compresionales N-S (cabalgaduras y plegamientos E-W) como extensionales dirección E-W (fallas normales sub-meridionales y diques) (Rebaï *et al.*, 1993). Tres direcciones principales de fallas activas, compatibles con las compresión N-S producida por la convergencia de las placas Arábiga y Euroasiática, pueden distinguirse en Georgia (Adamia *et al.*, 2008). El primer grupo de estructuras está caracterizado por un echado WNW-ESE o W-E y representado por estructuras compresionales como fallas inversas y cabalgaduras. Los otros dos grupos están caracterizados por un echado NE-SW o NW-SE. Principalmente, hay estructuras extensionales pero tienen una componente considerable de strike-slip (Adamia *et al.*, 2011).

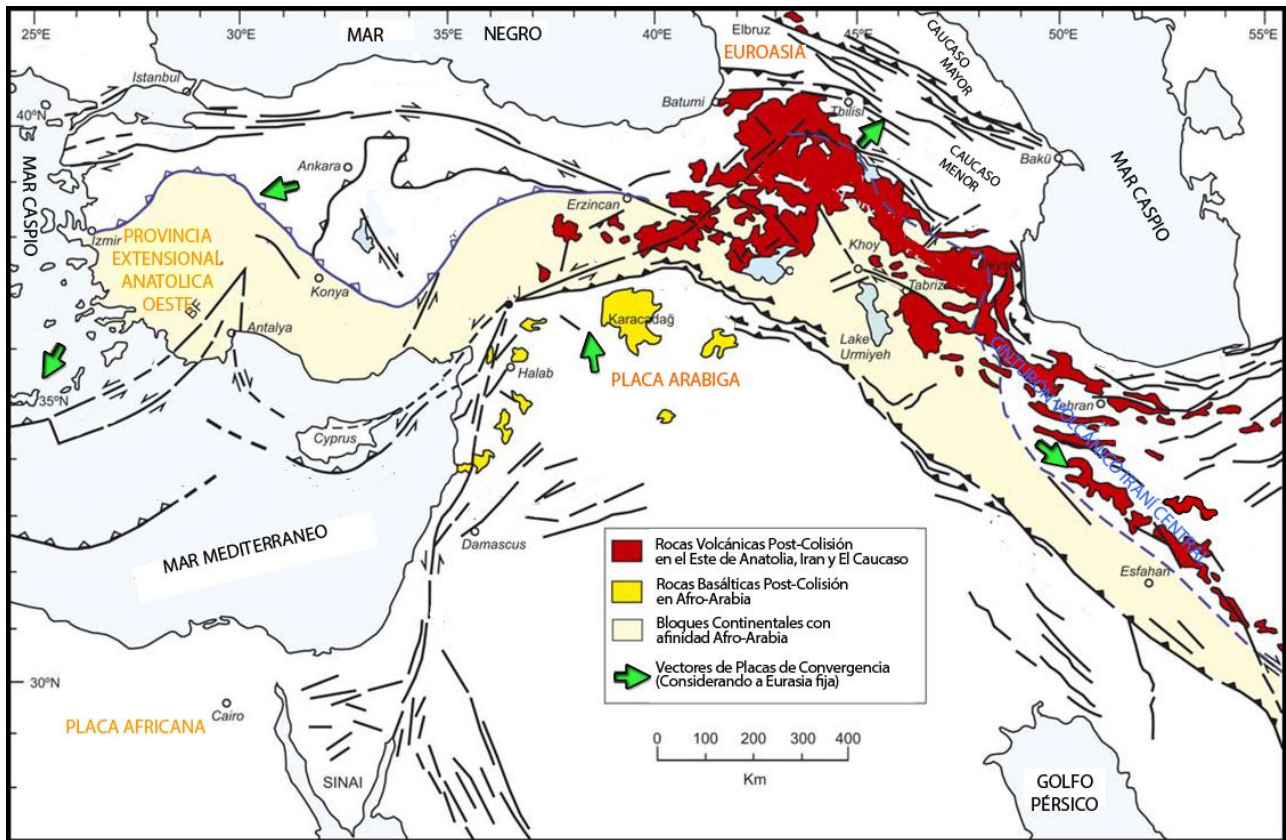


**Figura 5.1** Mapa de la ubicación del Cáucaso Menor (marcado en rojo).

La evolución tectónica del Cáucaso se puede resumir en tres etapas principales (Philip et., 1989):

- 1) Durante el Jurásico, Cretácico y Paleógeno se llevó a cabo la subducción del Mar de Tethys hacia el sur de los bloques continentales de Turquía, el Cáucaso Menor y el Iraní. Se desarrolló un mar marginal entre estos bloques y la Plataforma Rusa, y un arco volcánico que se encontraba activo en la parte sur del mar. La Placa Arábica empezó a migrar hacia el Norte, reduciendo el tamaño del mar de Tethys.
- 2) Posteriormente, se cerró por completo el mar de Tethys (20 My) y la subducción se desplazó hacia el norte de mar marginal. Se desarrolló vulcanismo calcoalcalino en el norte de la nueva subducción. El mar marginal se cerró rápidamente y comenzó la etapa de colisión continental.

3) La colisión continental se caracterizó por el movimiento hacia el norte de la Placa Arábica y la posterior expulsión de la Placa Anatólica hacia el Este y la Placa Arábica hacia el Oeste (Fig. 5.2). Conforme el Cáucaso Menor es empujado hacia el Norte por la Placa Arábica, y colisiona con corteza continental, inicia el surgimiento del Cáucaso Mayor.

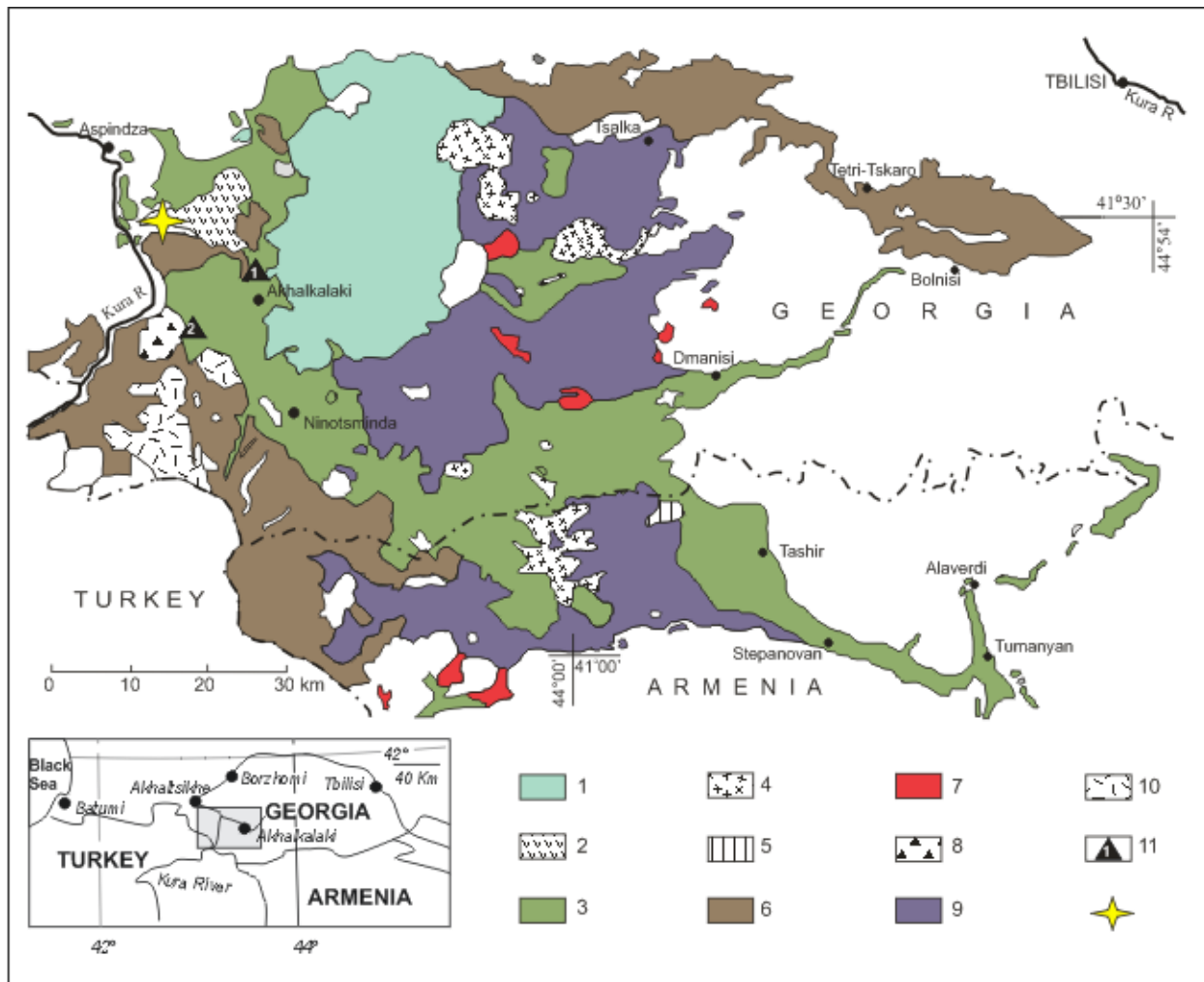


**Figura 5.2** Mapa Tectónico del Cáucaso. En el que se muestra el movimiento convergente de Placa Arábica y Eurasia, y la expulsión del Bloque Iraní en el Este y del Bloque Anatólico en el Oeste (Este movimiento convergente es el que da origen a la formación del Cáucaso Mayor y Menor) Se muestra la gran cantidad de rasgos tectónicos de la zona. (Modificado de Dyleket *et al.*, 2010).

El vulcanismo subaéreo en la meseta de Djavakheti (donde se encuentra la zona de estudio) y en algunas otras zonas de Georgia, se encuentra relacionado al proceso de extensión W-E, que ocasiona el surgimiento de un sistema de fallas sub-meridionales que sirven como conductos para el magma fundido que sube (Adamia *et al.*, 2008).

El Cáucaso está caracterizado por su importante y continua actividad volcánica (Fig.5.3), al menos desde el Jurásico hasta el presente (e.g., Rebaï *et al.*, 1993). El magmatismo neógeno-

cuaternario en el Cáucaso, está asociado a la colisión entre las placas Euroasiática y Arábica (Koronovskii y Demina, 1999), tuvo su inicio en el Mioceno medio, y duró hasta el Holoceno; la última erupción volcánica tuvo lugar en tiempo histórico (e.g., Aydar *et al.*, 2003). Existen varios tipos de volcanes, predominantemente monogenéticos y poligenéticos, que son los que forman centros volcánicos de erupción en Georgia. Los productos de la erupción están representados por lavas y sus piroclastos, resultando en la formación de series calco-alcalinas y subalcalinas (Tutberidze, 2012).



**Figura 5.3** Mapa geológicoesquemático (Modificado de Lebedev *et al.*, 2008 y Calvo-Rathert *et al.*, 2013) del Vulcanismo Pliocénico-Cuaternario en la Meseta de Djavakheti mostrando la secuencia de lavas muestreada en el presente estudio (Secuencia de Saro). 1: Volcanes cuaternarios del ridge Samsari (800-0ka); 2: Lavas básicas (1.75–1.55 Ma); 3: lavas básicas (2.15–1.95 Ma). 4: lavas dacíticas del ridge Djavakheti (2.25 Ma); 5: Hyalodacitas (2.5 Ma); 6: Lavas básicas (2.65–2.45 Ma); 7: Riolitas y dacitas de los volcanes de Chikiani, Agvorik y Busistsikhe (2.85–2.6 Ma); 8: Dacitas (3.15–3.11 Ma) del flujo

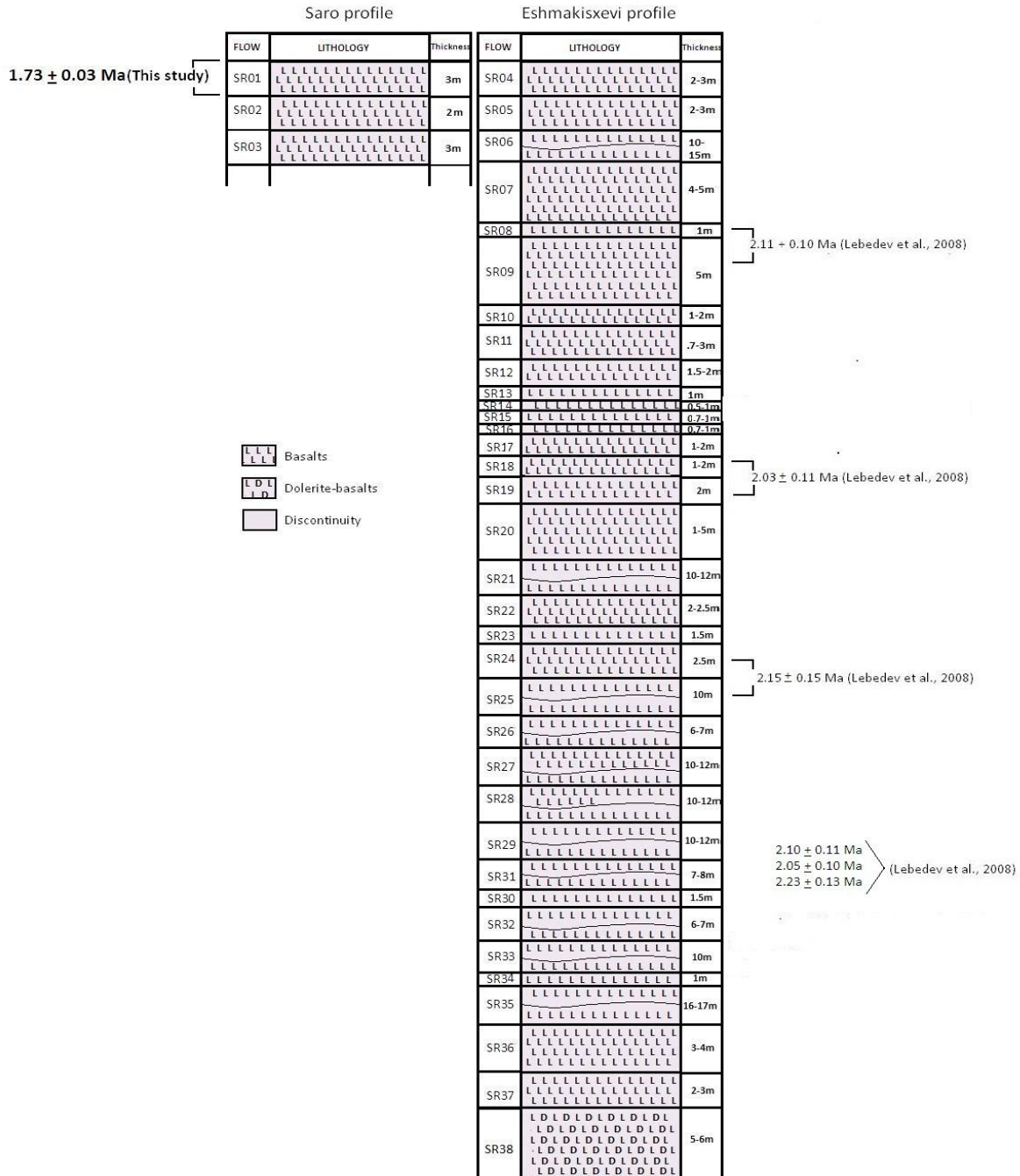
de lava de Kumurdo (a) y del Volcán Amiranisgora (b); 9: Lavas básicas (3.22–3.04 Ma); 10: Lavas básicas (3.75–3.55 Ma); 11: Secuencia de flujos de lava muestreada en Saro.

La Meseta de Djavakheti es una de las zonas neo-volcánicas más grandes del Cáucaso Menor. (Fig. 5.3). El basamento de la Meseta de Djavakheti está compuesto por rocas volcanosedimentarias del Cretácico y Paleógeno, que están superpuestas por secuencias de rocas volcánicas Neógeno-Cuaternaria, que derivan de tres etapas principales: Mioceno-Tardío-Plioceno temprano (8.3-4.8 My), Plioceno-tardío a Pleistoceno temprano (4-0 – 1.8 Ma) y Pleistoceno tardío (menos de 1.5 My) (Milanovski *et al.*, 1973; Tutberidze, 2004; Lebedev *et al.*, 2008).

El vulcanismo activo se encuentra relacionado con los procesos de extensión W-E, causando el levantamiento del sistema submeridional de fallas que sirvió como conducto para el magma (Adamia *et al.*, 2008), arrojando una gran cantidad de material. La gran movilidad que presenta el magma básico, favorece la formación de flujos de lava de decenas de metros de largo y docenas de metros de espesor, resultando en el relleno de los paleovalles, como el Valle Kura, donde se realizó este estudio. Uno de estos flujos es el Flujo Kura, un flujo de basaltos subalcalinos, que tiene una altitud relativa de 150-300 metros por encima del nivel actual del río Kura. Lebedev *et al.*, (2008) analizaron y fecharon 6 muestras de diferentes horizontes por el método de K-Ar, obteniendo edades entre 2.23 y 2.03 Ma. En este estudio se realiza una nueva datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  que será discutida más adelante.

## **Secuencia de Saro**

La sección más completa del Flujo Kura (125 m de espesor) se encuentra debajo del poblado de Saro (razón por la cual hemos dado ese nombre a la secuencia). Lebedev *et al.*, (2008) observó 18 flujos de lava (de 3-5 m de espesor) compuestos de lavas vesiculares (con olivino y fenocristales de clinopiroxeno) que no se encuentran separados por disconformidades o capas sedimentarias, factor que señala una historia eruptiva rápida (Lebedev *et al.*, 2008).



**Figura 5. 4** Sección geológica del flujo de Lava Kura, cerca del poblado de Saro La litología, espesor y edades radiométricas se obtuvieron en este trabajo y en Lebedev *et al.* (2008) (Figura G. Vashakidze)



En este trabajo se reconocieron y muestrearon 39 horizontes; la secuencia completa está dividida en dos partes. La parte superior ( $41^{\circ}30' 5.9'' N, 43^{\circ}16' 40.8'' E$ ) inicia inmediatamente en el camino, en la entrada del pueblo de Saro y consiste de 3 emisiones volcánicas. El flujo superior (SR1) es un flujo de lava masiva de aproximadamente 3-4 m de espesor. La parte superior de este flujo (0.5-0.6m) es extremadamente porosa, mientras que en la parte inferior se observa un contacto quemado (2.5 m). El flujo SR2 alcanza hasta 2 metros de ancho y el SR3 hasta 3 m, ambos son muy similares a la lava superior (SR1). Los tres flujos presentan estructuras basálticas doleríticas. Los minerales formadores de rocas son plagioclasas, clinopiroxenos y olivino. En menor cantidad, algunos apatitos. Las plagioclasas representan un 60% del total de la roca. Presenta también algunos cristales prismáticos aislados con un zonamiento que se observa pobremente. Los piroxenos forman cristales anhedrales de diferentes tamaños, representando alrededor del 30% de la masa de la roca. El olivino está contenido en menores cantidades (alrededor del 8%) y forma granos redondeados. Se observan pequeños granos son totalmente remplazados por apatito formando cristales con forma de aguja, que representan el 2% de la roca.

Debajo de estas tres lavas consecutivas, aproximadamente a 200m al sur del poblado de Saro, se encuentra la segunda parte de la secuencia. Formada de 36 flujos de lava y llamada perfil Eshmakis Xevi ( $41^{\circ}30'16.3''N, 43^{\circ}16' 37.3''E$ ). Este segundo perfil tiene 200m de espesor, mientras que el espesor de los flujos que lo forman varía de 0.5 a 17 metros. No hay evidencia de sedimentos o paleosuelos intercalados entre las coladas. Desde el punto de vista petrológico, todas las lavas del perfil Eshmakis Xevi son similares a las tres lavas superiores, excepto el flujo SR38, que presenta basaltos toleiticos, formados de plagioclasas, clinopiroxenos y vidrio.

En un estudio paleomagnético previo desarrollado en la secuencia de Saro, se observó la siguiente tendencia de inversiones de polaridad geomagnética: “los horizontes inferiores revelan una polaridad intermedia, inmediatamente encima se encuentra una zona de polaridad normal y en la parte superior de la secuencia muestran nuevamente polaridad intermedia” (Glevasskaya *et al.* 1976).

Los núcleos fueron muestreados con un taladro portátil de gasolina, y orientados con brújula magnética y solar. Se tomó un promedio de 8 muestras por flujo y no fue necesaria la corrección por echado para la secuencia.

## **5. Paleomagnetismo y dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de una secuencia de coladas de lava basálticas de edad Pliocénica en el Cáucaso Menor: registro de una rotación en sentido horario y análisis de la variación paleosecular.**

### **5.1. Resumen**

Se llevaron a cabo experimentos de paleomagnetismo y magnetismo de las rocas en una secuencia de lavas Pliocénica ubicada en la meseta de Djavakheti, en el Cáucaso Menor en la República de Georgia. Además se obtuvieron dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y se realizó un análisis de las muestras en microscopio electrónico en diversas muestras de la secuencia, que fue nombrada Secuencia de Saro y está formada por 39 flujos consecutivos de basaltos doleríticos.

Se pudo obtener la ChRM de los 39 flujos estudiados, que mostraron polaridad inversa en todos los casos, con una dirección media de  $D=202.2^\circ$ ,  $I=-60.6^\circ$  ( $N=39$ ,  $\sigma_{95}=2.0^\circ$ ,  $k=138$ ). Los experimentos termomagnéticos (magnetización contra temperatura) sugieren titanomagnetitas con bajo contenido de titanio y titanomagnetitas con un mayor contenido de titanio ( $x \approx 0.5-0.7$ ) como los principales portadores de la remanencia. La estructura de su dominio está caracterizada por una mezcla de partículas con dominio simple y multidominio. Las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  arrojaron una edad de  $1.73 \pm 0.03$  Ma, interpretada como la edad en la que fue emitida la lava superior de la secuencia.

El análisis de los resultados paleomagnéticos y las edades radiométricas obtenidas en el presente estudio, así como un trabajo previo realizado en la secuencia, permiten dos posibles explicaciones acerca del tiempo de emplazamiento de la secuencia: (i) Los 36 flujos inferiores de la secuencia se emitieron entre los cronos de polaridad normal Reunión y Olduvai, y los tres flujos superiores después del cron Olduvai, con un hiato en la actividad volcánica de más de 150

kyr o (ii) La secuencia completa se emitió entre 1.778 Ma y  $1.73\pm 0.03$  Ma, después del cron Olduvai.

La comparación de los resultados paleomagnéticos obtenidos en este trabajo y la dirección esperada, muestran que los valores en la inclinación coinciden pero los valores en la declinación muestran una desviación hacia el Este de  $19.2^\circ\pm 5.8^\circ$ . Esta discrepancia se puede explicar como resultado de una rotación de la secuencia que se debe haber producido por las estructuras extensionales con componente strike-slip que se observan en el área de estudio.

La dispersión VGPs registrada en la secuencia se observa ligeramente más baja que la esperada. Para analizar este comportamiento, primero se calculó la dispersión de los VGPs con respecto al polo paleomagnético obtenido de la media fisheriana de todos los VGPs de la secuencia y después se calculó respecto al polo Euroasiático apropiado de los VGPs después de aplicar una rotación de  $19.2^\circ$  en sentido contrario a las manecillas del reloj a la secuencia, es decir deshaciendo la rotación respecto al eje vertical observada. La dispersión observada en ambos métodos independientes entre sí, es bastante similar, permitiendo la deducción de que la variación secular está razonablemente bien promediada respecto a la media de la secuencia de Saro, y por lo tanto se concluye que ocurrió una rotación en sentido de las manecillas del reloj.

Como no se observa una rotación vertical diferenciada entre las partes superior e inferior de la secuencia, se concluye que la secuencia completa debe haber experimentado una rotación de  $19.2^\circ\pm 5.8^\circ$  en sentido de las manecillas de reloj entre  $1.73\pm 0.03$  Ma y el presente.

**Palabras clave:** *Paleomagnetismo, magnetismo de las rocas, rotación vertical, variación paleosecular, dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Cáucaso.*

## 5.2. Introducción

El campo magnético de la Tierra generado en el núcleo externo no es estático y exhibe variaciones tanto temporales como espaciales. El estudio de estas variaciones puede aportar un mejor conocimiento del interior de la Tierra, específicamente acerca de la magnetohidrodinámica

del núcleo externo, y de esta dinámica está afectada por la interacción con las fronteras con el núcleo interno y con el manto.

De acuerdo a su magnitud, duración y carácter global o regional, se distinguen diferentes tipos de variaciones del campo magnético de la Tierra. Variaciones tanto en dirección y magnitud con periodos que van desde años a miles de años son conocidas como variación secular geomagnética. La variación secular que precede a los observatorios geomagnéticos es normalmente llamada variación paleosecular (PSV).

Aunque las características de PSV se pueden analizar examinando registro continuos de rocas sedimentarias, un método usado más comúnmente para estimar la variabilidad del campo magnético consiste en observar la desviación angular de los polos virtuales geomagnéticos para una localidad dada. Este tipo de estudios se puede llevar a cabo en rocas ígneas, particularmente en flujos de lava que proveen un registro del paleocampo en un tiempo y lugar determinados que, desde el punto de vista geológico, pueden considerarse instantáneo.

Muchas combinaciones de las componentes dipolares y no dipolares del campo predicen las características de la dispersión angular de la variación paleosecular con respecto a la latitud (McFadden *et al.*, 1988, 1991; Lawrence *et al.*, 2006; Johnson *et al.* 2008). Johnson *et al.* (2008) reportó una nueva compilación global de datos paleomagnéticos de los últimos 5Ma. En esta compilación la dependencia latitudinal de la dispersión de los VGPs parece menos importante que en la compilación hecha porMcFadden *et al.* (1991). Este hecho depende de manera crítica de que no se cuenta con datos paleomagnéticos confiables, con altos estándares de calidad. Este sin duda, es el caso de Georgia entre otras ex repúblicas soviéticas

A pesar de su interés geológico y geofísico, la cantidad de datos paleomagnéticos disponibles para el Cáucaso es todavía escasa comparada con otras regiones que pertenecen al cinturón Alpino. Aunque varios estudios de paleomagnetismo y de paleointensidad se llevaron a cabo en esta región en tiempos de la Unión Soviética, la metodología empleada a menudo no satisface los criterios de calidad y confiabilidad necesarios para los resultados paleomagnéticos actuales, incluyendo por ejemplo, resultados basados en muestras no desmagnetizadas. Además, muchos de estos estudios únicamente se publicaron en bases de datos (p.ej., Khramov, 1984) y en ruso.

Durante las últimas dos décadas se han publicado varios estudios en inglés en revistas internacionales. Estos estudios utilizaron metodologías paleomagnéticas modernas y aportan nuevos resultados paleomagnéticos del Cáucaso, en diversos temas como arqueomagnetismo, paleointensidad o tectónica (Bazhenov *et al.*, 1996; Camps *et al.*, 1996; Goguichaichvili *et al.*, 1997; Goguichaichvili *et al.*, 2000; Goguitchaichvili y Parès, 2000; Goguichaichvili *et al.*, 2001; Bazhenov y Burtman, 2002; Calvo-Rathert *et al.*, 2008; Goguichaichvili *et al.*, 2009, Shcherbakova *et al.*, 2009; Calvo-Rathert *et al.*, 2011, 2013). Sin embargo, la cantidad de datos paleomagnéticos recientes y confiables de esta región, aún es limitada.

El Cáucaso es una región con una historia tectónica compleja debido a su posición entre la convergencia de las Placas Arábica y Euroasiática (p.ej., Adamia *et al.*, 2011). Las direcciones paleomagnéticas son un excelente medio para obtener información acerca de las posibles rotaciones tectónicas experimentadas en el pasado por las unidades analizadas. Debido a esto, los análisis paleomagnéticos llevados a cabo en rocas volcánicas del Cáucaso son de gran interés geológico y tectónico.

En este estudio presentamos nuevos datos paleomagnéticos, magnetismo de rocas, microscopio electrónico y dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de una secuencia pliocénica de 39 coladas de lava sucesivas: la secuencia de Saro, localizada en la meseta de Djhavaxheti en la parte central del Cáucaso Menor (Fig. 5.2). Esta secuencia cuenta con un estudio paleomagnético previo (Glevasskaya *et al.* 1976), en el que las muestras o no fueron desmagnetizadas o se desmagnetizaron en un solo paso. El estudio reporta polaridades intermedias en la parte alta de la sección y direcciones paleomagnéticas inversas en la parte baja de la secuencia.

Los objetivos principales del presente trabajo son incrementar el número de datos paleomagnéticos disponibles en la zona de estudio, la obtención de direcciones paleomagnéticas que contribuyan a entender el contexto tectónico y contribuir al estudio de las variaciones del campo magnético de la Tierra.

### 5.3. Fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Con el objetivo de conocer la edad de la secuencia se seleccionó una muestra del flujo superior de la colada, SR1-6, para realizar fechamientos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Este fechamiento se llevó a cabo en el Instituto de Geología y Geofísica de la Academia China de las Ciencias.

La metodología llevada a cabo fue la siguiente: las muestras fueron trituradas y tamizadas con una malla de 40-80 (380-200um), se retiraron cuidadosamente los fenocristales, xenocristales e impurezas utilizando un microscopio binocular. Posteriormente la masa basal fue lavada ultrasónicamente con acetona durante 20 minutos y limpiada con  $\text{HNO}_3$  al 5% durante el mismo tiempo para eliminar una posible alteración.

Después los granos por separado se enjuagaron nuevamente con agua destilada, se limpiaron y se secaron (alrededor de 3-4mg), se irradiaron a lo largo con los estándares de TCR-sanidino en el Reactor Nuclear 49-2, en Beijing, China por 30 hrs.

<i>Temp</i>	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}+2s.d.$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}+2s.d.$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar cum}$	$^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	<i>Apparent age+2s.d.</i>
<i>SR-16. I=0.00361000 + 0.00000903</i>							
750	7.77±0.12	27.92±0.81	1.15	10.00	17.50	2.25	1.47±0.21
780	24.56±0.17	12.80±0.67	0.99	22.72	62.12	2.53	1.65±0.05
810	24.99±0.17	11.36±0.60	1.09	17.43	66.36	2.66	1.73±0.05
840	23.19±0.17	12.99±0.70	1.49	13.14	61.57	2.66	1.73±0.06
870	20.63±0.17	15.79±0.89	2.28	9.98	53.31	2.59	1.69±0.09
910	16.15±0.11	19.36±1.11	3.77	8.12	42.78	2.65	1.73±0.13
950	11.63±0.08	23.47±1.25	5.27	5.54	30.64	2.64	1.72±0.21
1000	7.27±0.05	27.40±1.13	5.88	4.44	19.02	2.62	1.71±0.30
1050	6.68±0.05	27.93±1.10	6.49	3.40	17.45	2.61	1.71±0.32
1090	5.59±0.05	28.67±1.16	7.66	2.13	15.28	2.74	1.79±0.40
1130	2.84±0.02	29.34±1.19	16.30	1.31	13.29	4.69	3.06±0.81
1210	0.72±0.00	34.00±1.41	95.19	0.99	2.24	3.10	2.03±3.77
1290	0.90±0.00	37.50±2.73	189.92	0.30	10.81	1.20	7.87±5.87
1370	0.91±0.00	30.34±1.47	82.56	0.33	10.36	1.14	7.45±3.11

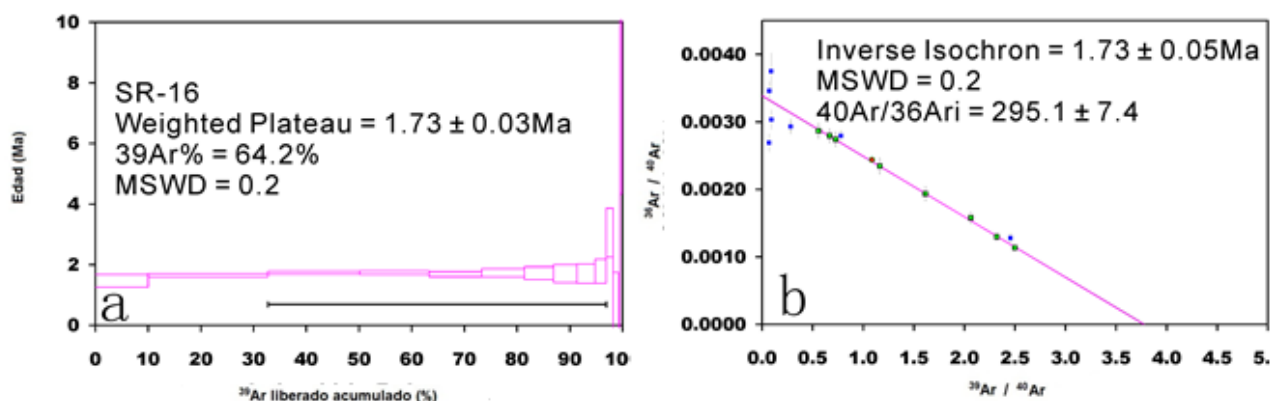
1400 0.68±0.00 26.89±1.37 53.67 0.17 20.55 3.00 19.51±3.84

**Tabla 6.1.** Datos de los pasos de calentamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para la muestra SR1-6

Los experimentos de calentamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se llevaron a cabo utilizando un espectrómetro de masa MM5400m operado estáticamente en el Instituto de Geología y Geofísica de la Academia China de las Ciencias (IGGAS). El procedimiento específico de calentamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  siguió el método establecido en He *et al.*(2004). Los datos se corrigieron por el siguiente procedimiento: los espacios en blanco del sistema (900-1100°C, 20min) se sustrajeron de los valores medidos  $(8.4-8.8)\times 10^{-17}$  moles de  $^{40}\text{Ar}$ ,  $(4.3-4.8)\times 10^{-18}$  moles de  $^{39}\text{Ar}$ ,  $(1.5-1.8)\times 10^{-18}$  moles de  $^{37}\text{Ar}$ , y  $(1.1-1.3)\times 10^{-18}$  moles de  $^{36}\text{Ar}$ . Además, la discriminación de masa (1.004-1.015 por unidad de masa atómica) se controló midiendo con pipeta de aire las alícuotas cada día y los factores de corrección que se aplicaron para los isotopos de interferencia son  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 8.52 \times 10^{-4}$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.69 \times 10^{-4}$  y  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 3.3 \times 10^{-4}$ .

El valor ponderado de J es 0.00314 para SR-39, y el valor de la constante de decaimiento utilizado es de  $5.543 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$  (Steiger y Jäger, 1977). Las incertidumbres corresponden principalmente a errores externos y analíticos.

La meseta fue determinada cuando las edades son registradas por al menos tres etapas de calentamiento continuas con un rango de error cuantificable de más de 50% de  $^{39}\text{Ar}$  liberado. Los resultados de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  están enlistados en la tabla 6.1 y graficados en la figura 6.1 utilizando ArArCALC de Koppers (2002).





**Figura 6.1** Diagramas de espectro de edades y correlación de isócrona inversa para la muestra SR1-6 (Diagrama por H.He)

La muestra SR1-6 arrojó ocho etapas concordantes con el 64.8% del total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado, dando una edad media ponderada de  $1.73 \pm 0.03 \text{ Ma}$  (MSWD=0.17) con un nivel de confianza de 99%. La edad de la isócrona inversa de  $1.73 \pm 0.05 \text{ Ma}$  (MSWD=0.19), calculada de las ocho etapas, es igualmente concordante. Por otra parte, la intersección de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $295.1 \pm 7.4$  es muy cercana al valor atmosférico de 295.5, lo que indica que no existe exceso de argón.

Por lo tanto, la isócrona inversa de  $1.73 \pm 0.03 \text{ Ma}$  representa la edad de erupción de la lava SR1-6.

#### **5.4. Magnetismo de rocas y microscopio electrónico.**

Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de rocas para encontrar los portadores de la remanencia, para determinar el tamaño de grano y para obtener información sobre su estabilidad térmica. Se seleccionó una muestra de cada uno de los 39 flujos estudiados para realizar estos experimentos, que incluyen determinación de los parámetros de la curva de histéresis y medición de la magnetización remanente isothermal (IRM). Todas estas mediciones se llevaron a cabo con la Balanza de Translación de Campo Variable en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, España.

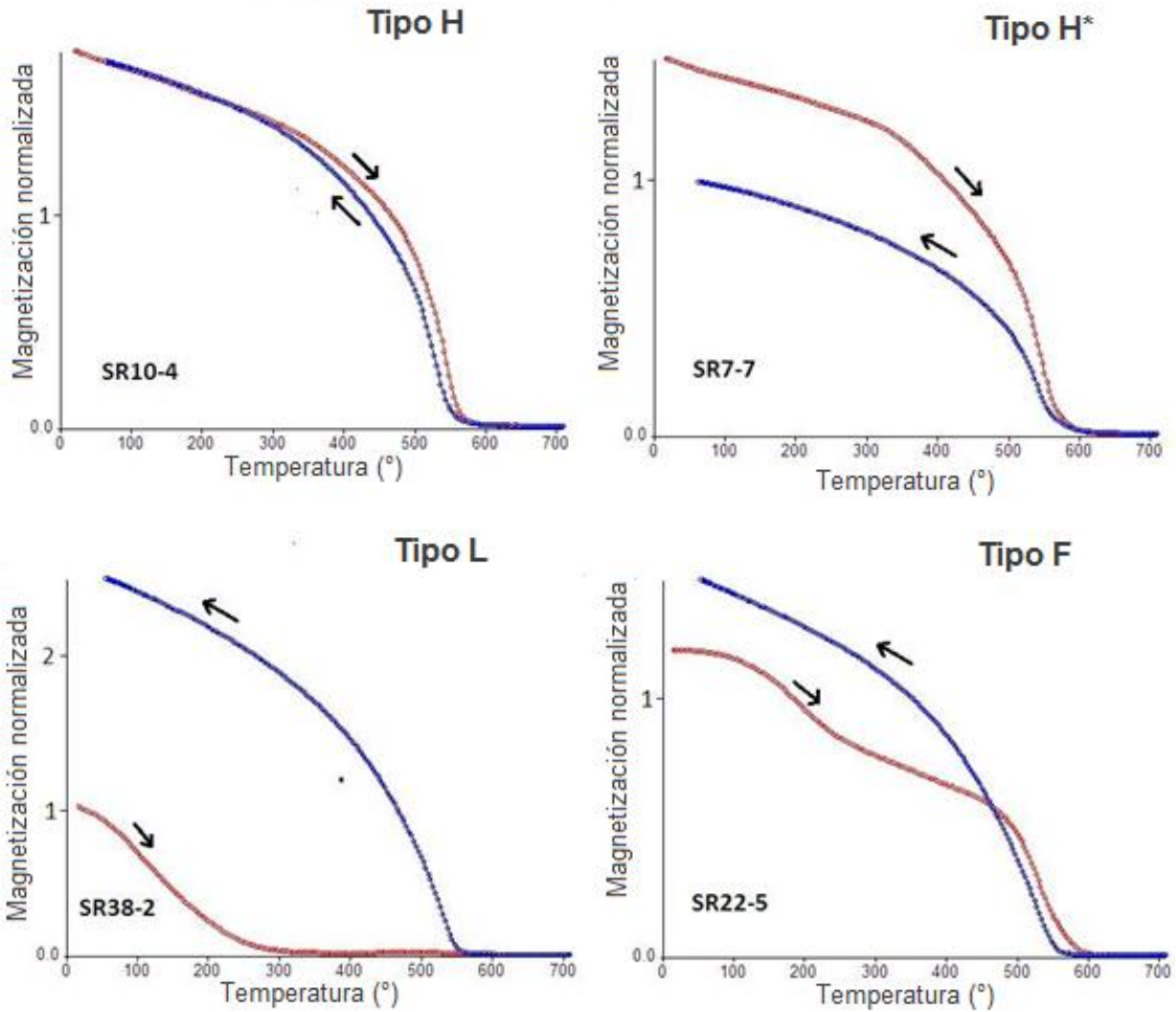
Las mediciones se realizaron utilizando polvo de los especímenes, en cada caso se realizó primero la adquisición de IRM y backfield, luego medición de las curva de histéresis y al final se calentaron las muestras para obtener las curvas de  $M_s$ -T.

##### **5.4.1. Temperatura de Curie y estabilidad térmica**

Las curvas termomagnéticas se midieron calentando las muestras en aire, hasta 600-700°C y luego se enfriaron a temperatura ambiente. Las temperaturas de Curie ( $T_C$ ) se determinaron usando el método de dos tangentes (Grommé *et al.*, 1969).

Se distinguieron cuatro tipos de comportamiento (Tabla 6.2, Fig.6.2).

Las muestras Tipo H presentan curvas reversibles, con una única fase ferromagnética con una temperatura de Curie cercana a los 580°C, que corresponde a titanomagnetita con bajo contenido de titanio o Al- o Mg- que sustituye la magnetita. (Fig. 6.2a). Consideramos una curva reversible si la diferencia entre la magnetización inicial antes del calentamiento y la magnetización después de haber completado el enfriamiento es menor a  $\pm 15\%$ . Considerando estos límites, la magnetización fue en dos casos mayor, en dos casos menor y en dos casos igual a la inicial. Las curvas tipo H sólo se observaron en seis de los flujos estudiados. A pesar de su comportamiento altamente reversible, las temperaturas de Curie determinadas en las curvas de calentamiento (media  $T_C = 571^\circ\text{C}$ ) son moderadamente más altas que las determinadas en las curvas de enfriamiento ( $T_C = 560^\circ\text{C}$ ). Esta disparidad puede corresponder a una diferencia entre la temperatura registrada y la temperatura real del espécimen.



**Figura 6.2** Curvas de campo contra temperatura (en presencia de aire) en muestras representativas. Las flechas señalan las curvas de calentamiento y enfriamiento.

Tipo H\*. Las muestras caracterizadas por una sola temperatura de Curie tanto en la curva de calentamiento como la de enfriamiento, correspondiente a titanomagnetita baja en Ti o magnetita sustituida por Al- o Mg-, pero las curvas que no presentan un comportamiento reversible en los términos definidos antes, se nombraron curvas tipo H\*. 11 muestras pertenecen a esta categoría. La mayoría de estas curvas muestran la misma magnetización al final que al inicio. Dos flujos de este grupo muestran una fuerte magnetización al final, y en ambos casos sus temperaturas de Curie muestran temperaturas más bajas  $T_C \approx 500^\circ\text{C}$  que el resto de las muestras perteneciente

tanto al tipo H como tipo H\*. En varias curvas tipo H\*, se observó que las temperaturas de Curie son relativamente más altas que la temperatura de Curie de la magnetita. Estas temperaturas de Curie altas pueden ser atribuidas a la presencia de magnetita parcialmente oxidada en las que la capa superficial está maghemitizada. La temperatura de Curie de esta fase refleja el grado de oxidación y cae en un punto entre las temperaturas de Curie de la magnetita y la maghemita (e.g., Liu *et al.*, 2001; Gehring *et al.*, 2009). La pérdida de magnetización observada entre las ramas de calentamiento y de enfriamiento de la primera curva termomagnética se pueden atribuir a la inestabilidad térmica de la componente magnética, maghemita, invirtiéndose a hematita. Por esta razón, consideramos que la muestra SR25-7 pertenece a las curvas irreversibles tipo H\*, aunque se cumpla la condición de reversibilidad mencionada arriba.

Las muestras de tipo L, muestran una sola fase con una temperatura de Curie baja (entre 130°C y 280°C) en la curva de calentamiento, que corresponde a titanomagnetita con un contenido de titanio alto ( $x \approx 0.5-0.7$ ). En la curva de enfriamiento sólo se reconoce magnetita. Ocho sitios pertenecen a este tipo de curvas irreversibles (Fig. 6.2c)

Las curvas Tipo F, que se observan en 14 sitios, están caracterizadas por la presencia de dos fases ferromagnéticas en la curva de calentamiento: una fase con temperatura de Curie baja o intermedia (200°C a 400°C) y una fase con temperatura de Curie alta, que corresponde titanomagnetita con bajo contenido de titanio o magnetita remplazada por Al- o Mg-. La curva de enfriamiento sólo muestra esta última componente, se observa un comportamiento irreversible en las curvas (Fig. 6.2 d).

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>Mrs/Ms</i>	<i>Bcr/Bc</i>	<i>% saturacion a 300 nT</i>	<i>Tipo de Curva</i>	<i>Temp. TC<sub>1</sub></i>	<i>de Curie TC<sub>2</sub></i>	<i>TC<sub>C</sub></i>
<i>SR1</i>	SR1-1	0.3	1.77	1	H	585		560
<i>SR2</i>	SR2-5	0.25	1.9	0.99	H*	575		550
<i>SR3</i>	SR3-3	0.27	1.82	1.04	H*	570		550
<i>SR4</i>	SR4-4	0.22	1.76	1.01	H	510		515
<i>SR5</i>	SR5-5	0.29	1.98	1.01	F	220	580	560
<i>SR6</i>	SR6-5	0.29	1.77	0.94	H	570		555
<i>SR7</i>	SR7-7	0.31	1.87	0.98	H*	570		555
<i>SR8</i>	SR8-2	0.25	1.93	0.98	H*	560		550
<i>SR9</i>	SR9-7	0.34	2	0.97	H	580		580
<i>SR10</i>	SR10-4	0.19	2.21	0.96	H	570		
<i>SR11</i>	SR11-2	0.17	2.42	0.97	H	560		550
<i>SR12</i>	SR12-9	0.19	2.4	0.97	H*	580		550
<i>SR13</i>	SR13-7	0.37	1.63	0.99	H	580		
<i>SR14</i>	SR14-2	0.21	2.03	0.99	H*	575		555
<i>SR15</i>	SR15-1	0.37	1.69	0.99	H*	590		590
<i>SR16</i>	SR16-7	0.39	1.93	0.96	H*	600		580
<i>SR17</i>	SR17-3	0.28	1.76	0.98	H	575		575
<i>SR18</i>	SR18-5	0.42	1.53	0.98	H*	550		585
<i>SR19</i>	SR19-1	0.08	2.6	0.99	H*	590		
<i>SR20</i>	SR20-3	0.1	2.58	1.01	L	150		550
<i>SR21</i>	SR21-4	0.11	2.22	0.94	L	130		550
<i>SR22</i>	SR22-5	0.33	1.84	0.98	L	260	570	550
<i>SR23</i>	SR23-3	0.25	2	1	F	230	585	555
<i>SR24</i>	SR24-2	0.31	1.46	0.99	H*	270	585	560
<i>SR25</i>	SR25-7	0.25	2.42	0.98	H*	605		590
<i>SR26</i>	SR26-6	0.35	2	0.97	H	240	590	590
<i>SR27</i>	SR27-2	0.19	2.05	0.99	L	240		555
<i>SR28</i>	SR28-7	0.48	1.26	0.99	F	380	540	560
<i>SR29</i>	SR29-3	0.11	2.23	0.98	F	340	500	550
<i>SR31</i>	SR31-5	0.22	1.83	1	F	380	540	560
<i>SR30</i>	SR30-3	0.32	1.46	0.98	L	245		545
<i>SR32</i>	SR32-7	0.12	2.35	0.99	F	350		550

<b>SR33</b>	SR33-7	0.14	2.15	0.99	F	360	580	550
<b>SR34</b>	SR34-3	0.31	1.5	0.99	F	400	545	560
<b>SR35</b>	SR35-1	0.11	1.86	0.98	F	290	550	560
<b>SR36</b>	SR36-5	0.11	2.04	0.99	F	300	550	550
<b>SR37</b>	SR37-3	0.29	1.64	0.99	L	200		560
<b>SR38</b>	SR38-2	0.64	1.17	0.96	L	280		550
<b>SR39</b>	SR39-3	0.63	1.21	0.97	L	260		560

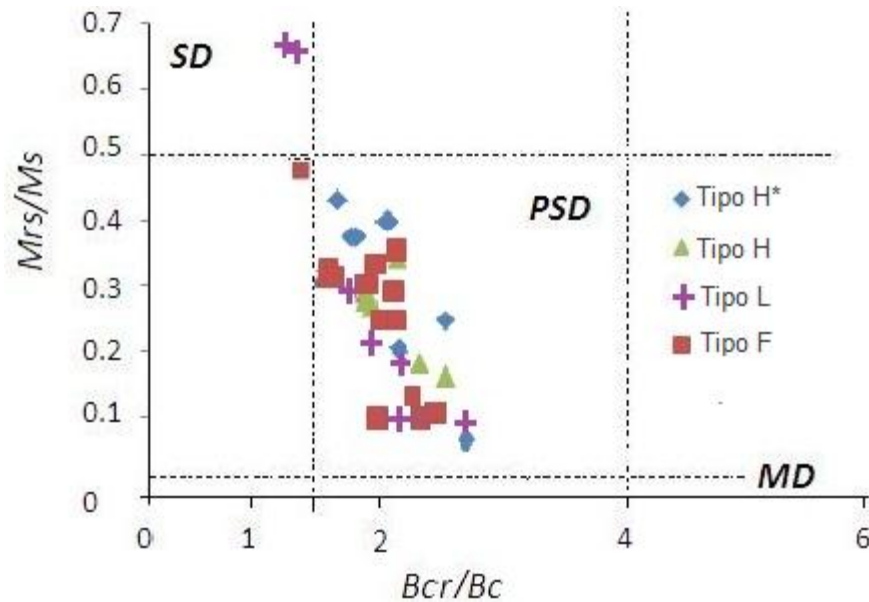
**Tabla 6.2** Resumen de los resultados de magnetismo de rocas de la secuencia de Saro. Flujo; Muestra;  $M_{RS}/M_S$ : saturación remanente vs radio de magnetización de saturación.  $B_{CR}/B_C$ : coercitividad de remanencia vs radio de coercitividad. S-300: % de saturación a 300 mT en las curvas de adquisición de IRM. H -  $T_{C1}$ :  $M_S$ -T curvas termomagnéticas curves,  $M_S$ -T ;  $T_{C1}$ : Temperatura de Curie de la curva de calentamiento;  $T_{C2}$ : Temperatura de Curie de la curva de calentamiento;  $T_{CC}$ : Temperatura de Curie de la curva de enfriamiento.

### Adquisición de IRM y experimentos de histéresis

Las curvas de magnetización remanente isotermal (IRM) se registraron en un campo máximo aplicado de 1T. En todas las muestras, excepto tres (SR16, SR22 y SR26), se alcanzó el 90% de la saturación de la magnetización con menos de 200 mT. Y con un campo de 300 mT, todas las muestras, incluyendo las tres mencionadas, prácticamente se saturaron. Estos resultados en las mediciones de IRM apuntan a fases de coercitividad baja como portadores de la remanencia.

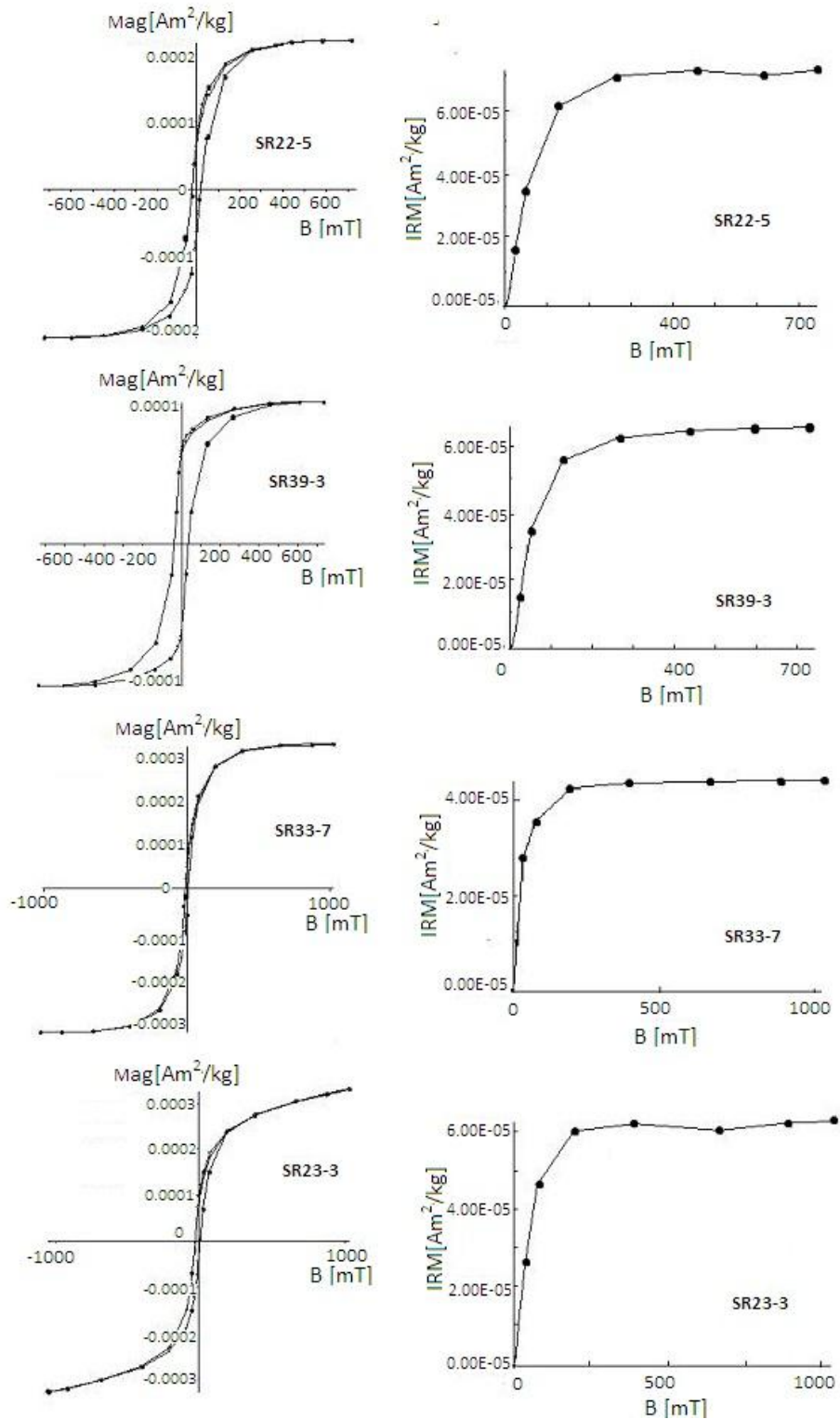
Los parámetros de la curva de histéresis:  $M_S$  (magnetización de saturación),  $M_{RS}$  (remanencia de saturación),  $B_C$  (coercitividad) y  $B_{CR}$  (coercitividad de remanencia) se obtuvieron de las curvas de backfield y de histéresis. El análisis de las mediciones se realizó con el software RockMagAnalyzer 1.0 (Leonhardt, 2006). El diagrama de Day de los parámetros (Day *et al.*, 1977) muestra que las muestras estudiadas se encuentran en el área de la gráfica PSD (dominio pseudo-sencillo). Este comportamiento se puede explicar también como una mezcla partículas de dominio sencillo (SD) y multidominio (MD) (Dunlop, 2002), la cercanía a la saturación de la remanencia al radio de saturación ( $(M_{RS}/M_S)$  es 0.02 (PSD-MD región límite, Dunlop, 2002) mostrada en la figura indicando el incremento de la componente MD. Si los datos del presente estudio se comparan con las curvas teóricas del diagrama de Day calculadas para

magnetita (Dunlop, 2002), el porcentaje de partículas MD en la mezcla varía en la mayoría de los casos entre el 20 y el 80%. Dos muestras de tipo L, que pertenecen los flujos ubicados en la parte más baja de la secuencia (SR38 y SR 39), se encuentran en la parte SD del diagrama de Day, pero como en ambos casos los portadores de la remanencia son titanomagnetitas con un contenido de titanio relativamente alto ( $x \approx 0.5$ ) probablemente también corresponden a PSD.



**Figura 6.3** Grafica de  $M_{RS}/M_S$  versus  $B_{CR}/B_C$  de muestras de la secuencia de Saró. (Day *et al.*, 1977; modificado Dunlop, 2002). Los símbolos representan el tipo de curva termomagnética de los flujos de lava.

El parámetro de forma  $\sigma_{HYS}$  (Fabian 2003) da un valor cuantitativo relacionado con la forma de la curva de histéresis,  $\sigma_{HYS} > 0$  para curvas con forma de “cintura de avispa” y  $\sigma_{HYS} < 0$  para curvas pot-bellied. En las curvas de histéresis, usando el parámetro de forma calculado en el software, observamos que todas las coladas, excepto una (SR21) tienen forma pot-bellied.



**Figura 6.4** Ejemplos de curvas de histéresis asociadas a las curvas de IRM de muestras de la secuencia de lavas.



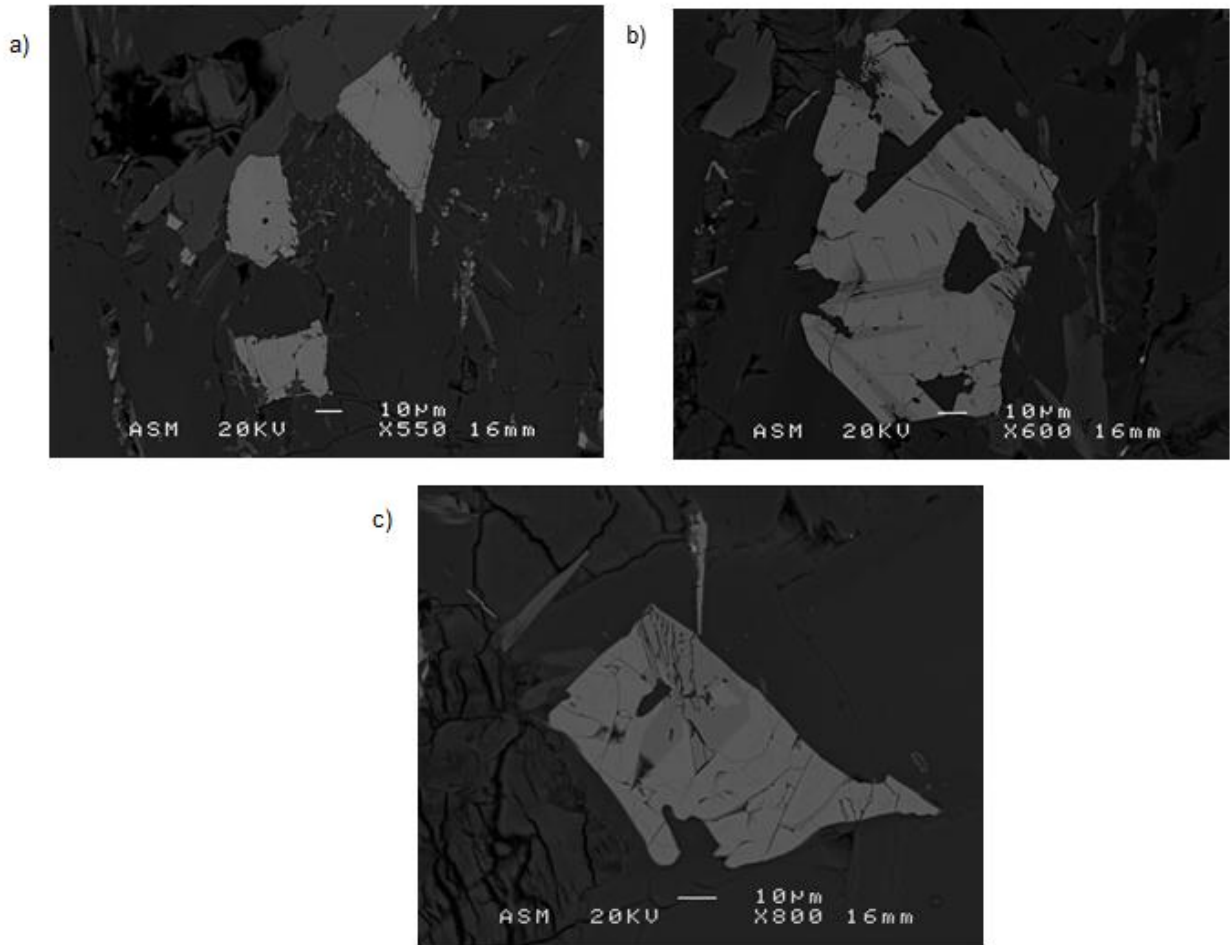
## Microscopio electrónico

Para complementar el análisis de la composición de minerales magnéticos de los flujos de lava de la secuencia, las muestras se analizaron en microscopio electrónico, este análisis se llevó a cabo en la Universidad del País Vasco (UPV/EHU, Bilbao, España).

Se obtuvieron imágenes de retrodispersión y análisis de composición, utilizando el microscopio electrónico de barrido (SEM) JEOL JSM-6400 equipado con un analizador de rayos X (EDX) de energía dispersa (EDX) de Oxford Inca Pentafet X3. El microanálisis de EDX se realizó utilizando señal de electrones retrodispersados (BSE) a 20 kV y una intensidad de corriente de  $1 \times 10^{-9}$  A con una distancia de trabajo de 15 mm.

Los minerales de mena representan el 2-4% de la roca con un rango de longitud de 2 a 100 $\mu$ m, alcanzando en ocasiones hasta 200  $\mu$ m. Estos minerales están homogéneamente distribuidos ocupando los intersticios de la plagioclasa y el marco cristalino de los piroxenos.

Los minerales de mena se identificaron como granos de titanomagnetita e ilmenita con formas de subhedrales a euhedrales. Tanto la ilmenita como la titanomagnetita forman cristales individuales y sus contactos con los silicatos van de rectos a curvos y de bahía. Los cristales más grandes de 100-200 $\mu$ m son titanomagnetitas y a menudo presentan intercrecimientos de ilmenita formando microestructuras de tipo sándwich (Fig. 6.5b) o parches masivos (Fig. 6.5c). Además, se encontró un pequeño agregado (menos de 10 $\mu$ m) de calcopirita en la muestra SR25-4.

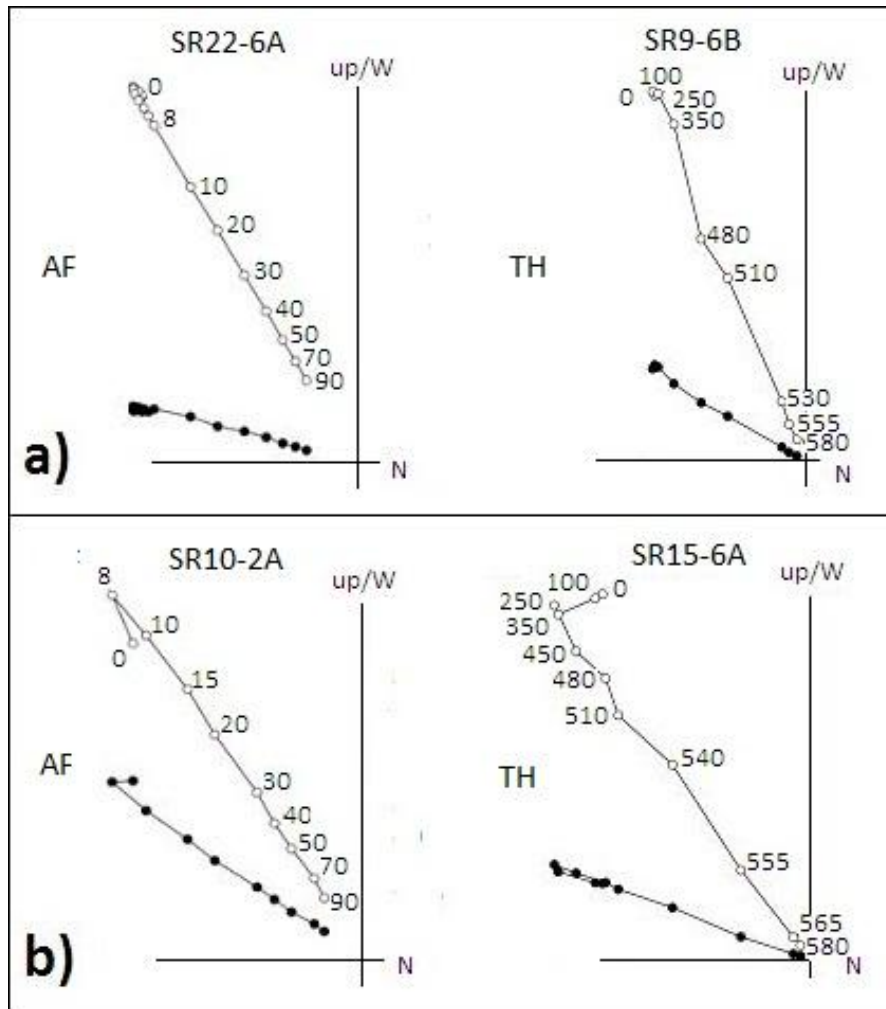


**Figura 6.5** Imágenes del microscopio electrónico. a) tamaño y distribución de los minerales de mena (granos brillantes). Los cristales grandes corresponden a titanomagnetita. b) Imagen de una ilmenita tipo sándwich (sectores tabulares oscuros) ocupando los planos cristalográficos de un gran cristal de titanomagnetita c) Parches de ilmenita (zona oscura) encerrados en titanomagnetita (zona clara). (Figuras de N. Vegas)

### 5.5. Mediciones paleomagnéticas.

Las mediciones paleomagnéticas se llevaron a cabo en el laboratorio paleomagnético de la Universidad de Burgos con un magnetómetro superconductor 2G (con sensibilidad nominal  $\sim 10^{-12} \text{ Am}^2$ ). Inicialmente se seleccionaron cuatro especímenes por flujo como muestras piloto, 2 para desmagnetización térmica y 2 para desmagnetización por campos alternos (AF). Posteriormente se seleccionó la técnica de desmagnetización más conveniente para cada flujo. Se desmagnetizaron un total de 281 especímenes de los 39 flujos, un promedio de 7 muestras por

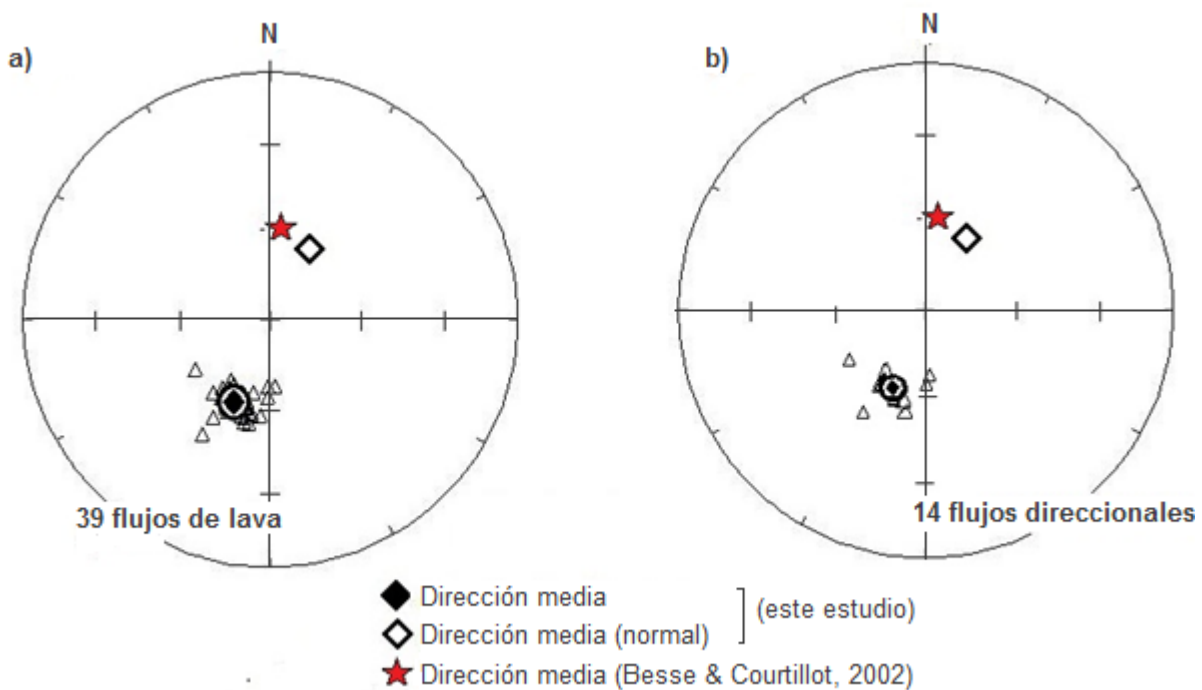
sitio: 194 por campos alternos, que demostró ser muy eficiente, y 87 por desmagnetización térmica. Ocho sitios presentaron una sola componente paleomagnética (Fig. 6.6a), mientras que en el resto se observó una huella viscosa de polaridad normal actual, que fue fácilmente removida con campos débiles o bajas temperaturas (10 mT o 100 – 250 ° C) (Fig. 6.6b)).



**Figura 6.6** Diagramas ortogonales de desmagnetización. La primera columna corresponde a ejemplos de desmagnetización por campos alternos, mientras que los diagramas de la columna derecha corresponden a desmagnetización térmica. a) Ejemplos de muestras con una solo componente paleomagnética. b) Ejemplos de muestras donde se observa una pequeña huella viscosa.

La dirección de la magnetización característica (ChRM) se determinó por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), de 4 a 10 puntos se tomaron en cuenta para el análisis de componentes principales.

Se realizó el promedio de las direcciones obtenidas para cada unidad volcánica y se calcularon sus parámetros estadísticos asumiendo una distribución fisheriana. Al menos, se utilizaron 5 muestras por sitio ( $N > 5$ ) para determinar las direcciones características. A menudo se desmagnetizó más de un espécimen por muestra. En estos casos, las dos o más direcciones de los especímenes desmagnetizados se promediaron, obteniendo únicamente una dirección por muestra (Tab.6.3). Fue posible determinar las direcciones características de todos los flujos. Todas muestran polaridad inversa, y la dirección media obtenida es:  $D = 202.2^\circ$ ,  $I = -60.6^\circ$  ( $N = 39$ ;  $\alpha_{95} = 2.0^\circ$ ;  $k = 138.6$ ) (fig.6.7).



**Figura 6.7** Proyecciones de igual área de las direcciones medias de a) los 39 flujos de lava, b) grupos direccionales. La dirección media de la secuencia se muestra con un rombo negro, mientras que un rombo vacío muestra la polaridad normal obtenida después de la inversión de la dirección media de la secuencia (polaridad inversa). La estrella roja representa la media obtenida para un ventana de 0 Ma para Europa obtenida de la APWP (Besse et Courtillot, 2002). Direcciones medias de los flujos y de los grupos direccionales se muestran con su cono de confianza  $\alpha_{95}$ .

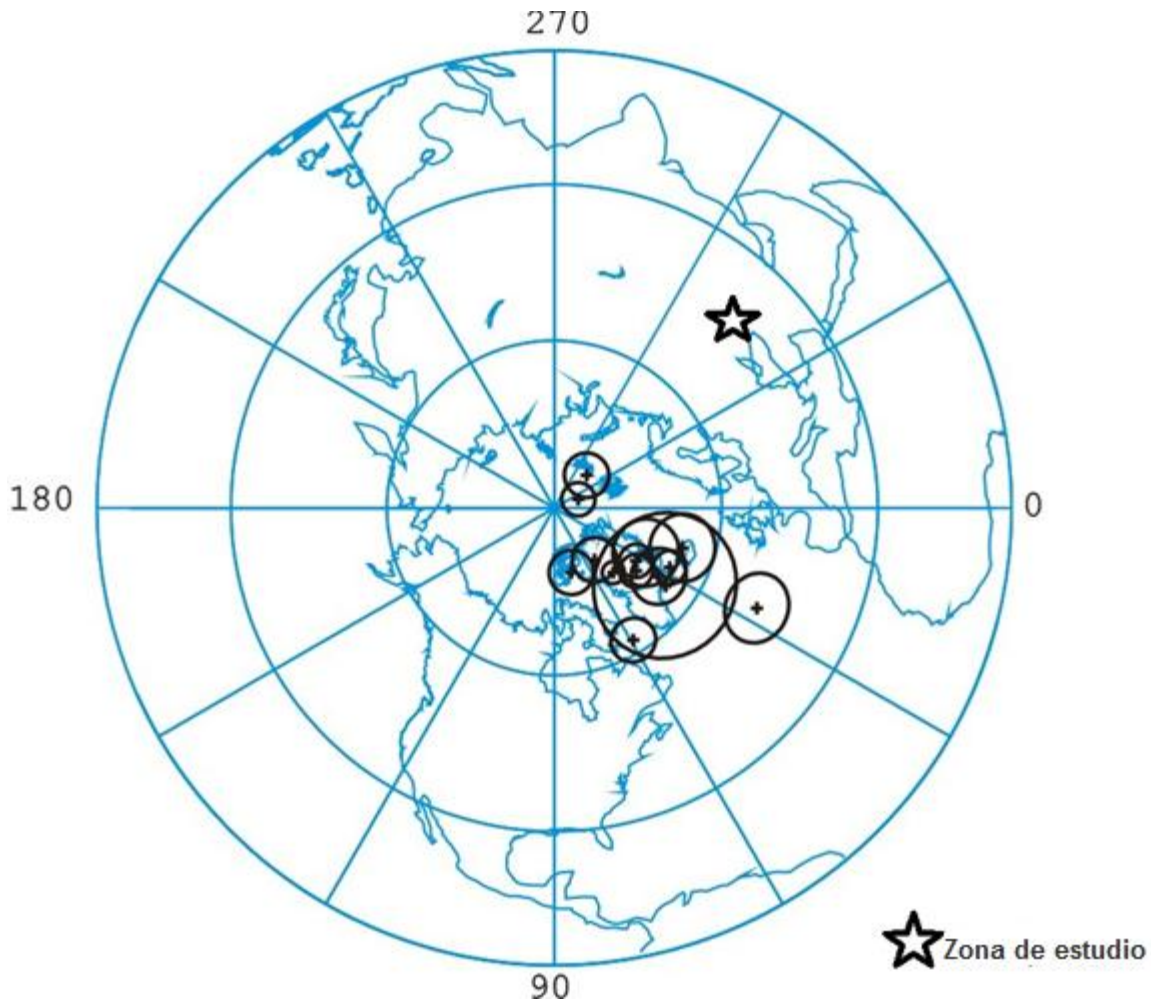
<i>Sitio</i>	<i>N</i>	<i>n</i>	<i>D</i> (°)	<i>I</i> (°)	<i>alfa<sub>95</sub></i> (°)	<i>K</i>	<i>VGPlong</i> (°)	<i>VGP lat</i> (°)
<i>SR1</i>	6	10	181.9	-64.3	3	485	59.25	85.21
<i>SR2</i>	5	6	212.5	-60.4	13.1	35	122.7	65.78
<i>SR3</i>	6	9	176.3	-67.7	7.1	90	28.9	80.51
<i>SR4</i>	6	8	181.9	-67.9	5.6	147	50.55	80.49
<i>SR5</i>	7	8	200.8	-64.3	6	104	109.22	74.35
<i>SR6</i>	7	7	193.2	-65.2	4.8	162	97.39	78.97
<i>SR7</i>	8	10	207.3	-62.1	4.5	152	118.81	69.86
<i>SR8</i>	8	11	206.2	-60.1	10.4	29	125.97	70.37
<i>SR9</i>	8	12	206.9	-57.8	4.7	140	132.82	69.25
<i>SR10</i>	8	10	210.3	-52	1.9	811	143.71	64.4
<i>SR11</i>	5	5	210.5	-45.2	10.2	57	154.19	60.97
<i>SR12</i>	7	11	194.4	-59.7	4.1	218	133.52	79.11
<i>SR13</i>	6	11	197	-56.5	6.6	104	146.37	76.14
<i>SR14</i>	7	11	194.6	-55	3.8	258	156.18	77.13
<i>SR15</i>	5	9	193.3	-58.4	5.2	217	142.23	79.59
<i>SR16</i>	6	9	199.8	-60.8	2	1081	125.46	75.24
<i>SR17</i>	7	8	200.8	-58.9	4	224	133.07	74.13
<i>SR18</i>	6	6	202.4	-60.4	5	180	126.32	73.25
<i>SR19</i>	6	9	205.2	-56.6	4.9	187	137.54	70.11
<i>SR20</i>	7	8	206.7	-61.4	4.8	161	121.37	70.22
<i>SR21</i>	8	9	191.1	-57.8	4.7	137	149.4	80.97
<i>SR22</i>	7	8	203	-59.1	8.4	53	130.98	72.54
<i>SR23</i>	5	6	186.1	-58.1	10.9	50	161.63	84.6
<i>SR24</i>	5	5	194.6	-60	8.8	77	131.62	79.01
<i>SR25</i>	6	9	211.9	-59.4	6.3	115	125.67	65.98
<i>SR26</i>	8	8	209.1	-65.3	4.1	186	107.48	68.55
<i>SR27</i>	6	7	210.5	-63.5	7.9	73	113.74	67.65
<i>SR28</i>	6	6	191.8	-54.7	3.6	339	163.64	78.84
<i>SR29</i>	5	6	203	-63.2	8.7	78	114.7	72.96
<i>SR30</i>	5	6	217.7	-59.1	5.5	193	123.87	61.59
<i>SR31</i>	5	7	194.4	-56.4	9.2	70	150.74	77.98

<b>SR32</b>	7	8	203.7	-62.3	7	74	118.44	72.48
<b>SR33</b>	7	9	203.6	-58.4	2.9	434	133.07	71.9
<b>SR34</b>	5	7	195.7	-61.6	8.9	76	121.87	78.31
<b>SR35</b>	7	7	211.3	-61.9	5.4	126	118.7	66.93
<b>SR36</b>	5	6	214.9	-62.1	2.7	820	117.31	64.36
<b>SR37</b>	5	5	204.5	-63.7	6.3	148	112.83	71.87
<b>SR38</b>	6	6	236.1	-60	6.3	112	114.7	48.55
<b>SR39</b>	5	6	213.3	-66.2	5.5	192	105.01	65.65

$$Dm= 202.2^{\circ}, Im= -60.6^{\circ}, \text{alfa}_{95} 2.0^{\circ}, k= 138$$

**Tabla 6.3** Direcciones paleomagnéticas medias. Sitio; número de sitio; N: número de muestras (núcleos) usados para la determinación de las direcciones paleomagnéticas; n: número de especímenes desmagnetizados. D: Declinación; I: Inclinación;  $\text{alfa}_{95}$  y k: radio de 95% confianza y parámetro de precisión de la estadística of Fisher, VGP Long/ VGP Lat: Longitud/Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) position. Al final de la tabla se muestran la dirección media.

Un punto a considerar es si las direcciones ChRM enlistadas en la Tabla 6.3, son primarias. Las direcciones inversas determinadas en todos los sitios indican que ChRM se aislaron de manera satisfactoria de las de las direcciones viscosas correspondientes a la polaridad normal actual. Las curvas termomagnéticas indican que la remanencia es portada en l mayoría de los casos por titanomagnetita pobre en titanio y el análisis de los parámetros de la curva de histéresis, nos permiten observar que las muestras estudiadas están caracterizadas por una mezcla de granos de dominio SD y MD, con un porcentaje de partículas MD en la mezcla, que varía en la mayoría de los casos entre 20 y80%. Por lo tanto, al menos parte de la magnetización remanente se puede considerar estable. Además, las polaridades inversas obtenidas coinciden con su edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .



**Figura 6.8** Proyección estereográfica de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de los 14 grupos direccionales. La estrella muestra la zona de estudio.

Los resultados obtenidos en la secuencia de Saro permiten calcular el polo paleomagnético que arroja una longitud de  $\lambda = 124.6^\circ$  E y una latitud de  $\varphi = 73.5^\circ$  N ( $N = 39$ ;  $A_{95} = 2.7^\circ$ ;  $k = 73.0$ ).

Este polo paleomagnético se comparó con la curva de deriva polar aparente (APWP, Apparent Polar Wander Path) para Europa determinada por Besse y Courtillot (2002) para cada 5 Myr usando ventanas de 10 Myr. Cuando se compara el resultado de la secuencia de Saro con la ventana de 0-Ma (longitud  $\lambda = 178.7^\circ$  E, latitud  $\varphi = 86.7^\circ$  N;  $A_{95} = 3.0$ ;  $k = 96.1$ ), se obtiene una distancia angular de  $\Delta = 14.8^\circ$ , y si la comparación es con la ventana de 5 Ma, ( $\lambda = 172.0^\circ$  E;  $\varphi = 86.3^\circ$  N;  $A_{95} = 2.6$ ;  $k = 105.1$ ) se obtiene  $\Delta = 14.3^\circ$ . Considerando que el  $A_{95}$  de estos polos

es más bien pequeño, se puede reconocer una desviación considerable entre los polos paleomagnéticos obtenidos en este trabajo y los polos del APWP de Besse y Courtillot (2002).

La determinación del movimiento tectónico obtenido con datos paleomagnéticos puede ser complementado, comparando los resultados obtenidos para la declinación y la inclinación de las unidades estudiadas ( $D_0$  y  $I_0$ ) con los valores de declinación e inclinación esperados ( $D_{EX}$   $I_{EX}$ ), calculando la rotación  $R = D_0 - D_{EX}$  y el flattening  $F = I_{EX} - I_0$ . Las direcciones paleomagnéticas de la secuencia de Saro se pueden obtener de la ventana de 0 Ma de APWP de Europa (Besse y Courtillot, 2002), que es  $D=3.0^\circ$ ,  $I=58.2^\circ$ . La comparación con los resultados obtenidos en la secuencia de Saro después del cálculo de los límites de confianza (Demarest, 1983), muestran que la inclinación medida concuerda con la inclinación esperada, obteniéndose un flattening de únicamente  $F = -2.4^\circ \pm 3.1^\circ$ . Sin embargo, la diferencia observada en la declinación es mayor,  $R = 19.2^\circ \pm 5.8^\circ$ .

Para explicar esta significativa diferencia entre la dirección esperada y la dirección registrada, se pueden tener dos opciones: la dirección registrada, refleja principalmente el comportamiento del campo geomagnético en el momento de la emisión de las coladas de lava que forman la secuencia, o es resultado de una rotación tectónica.

## 6.6 Discusión de resultados

### Análisis de la dispersión angular

Para estimar la variación angular de los VGPS de una determinada colección de datos, se puede calcular la dispersión angular  $S_T = \frac{1}{N-1} \sqrt{\sum_{i=1}^N \delta_i^2}$  (Cox, 1969), donde  $N$  es el número de sitios utilizados en el cálculo y  $\delta_i$  es la distancia angular del  $i$ -ésimo VGP al dipolo axial. Además es necesario corregirla por la dispersión angular de sitio  $S_W$  (McElhinny y McFadden, 1997), de manera que la dispersión angular corregida está dada por la siguiente ecuación:  $S_B^2 = S_T^2 - \frac{S_W^2}{n}$  donde  $n$  es el número promedio de muestras medidas en cada flujo



En algunos caso, flujos consecutivos de la secuencia de Saro muestras direcciones paleomagnéticas indistinguibles unas de otras. Por esta razón, para realizar el análisis de las características de la variación secular registrada en la secuencia, se definieron grupos direccionales (DG), en estos, se promediaron las direcciones de direcciones de diferentes flujos consecutivos pero con que registraron la misma dirección del campo. (Fig. 6.8, Tab.6.4). Se consideró que las direcciones medias de dos flujos consecutivos era indistinguibles si, la dirección paleomagnética media de un flujo estaba contenida dentro del ovalo de 95% de confianza de la dirección paleomagnética del flujo siguiente y viceversa. Si los intervalos de 95 % de confianza de las direcciones de dos flujos consecutivos, se considera que las direcciones son diferentes. En el caso de que dos óvalos del 95% de confianza se traslapen, pero ninguna de las direcciones medias esté incluida dentro del óvalo de la otra, se aplicó el F-test propuesto por Watson (1956) para así determinar si son diferentes o no. Por último, puede ocurrir que en varios flujos consecutivos (por ejemplo, los flujos A, B, C, D y E) la dirección de A coincida con la dirección de B y de C, pero no con la de D, mientras que las direcciones de B, C y D concuerdan con la del flujo sucesivo, C, D o E. En ese caso, D puede colocarse junto con C (formando un grupo direccional con A y B) o con E (formando el grupo direccional D, E). Para resolver esta ambigüedad los ángulos entre C y D, y D y E se compararon y D se colocó en el grupo donde haya un ángulo menor. Aplicando estos criterios, distinguimos 14 grupos direccionales en la secuencia de Saro. La Tabla 6.4, muestra los flujos incluidos en cada uno de los grupos direccionales, así como la dirección paleomagnética media obtenida de los grupos direccionales y su polo geomagnético virtual (VGP) correspondiente. La dirección media calculada para estos 14 grupos direccionales es  $D= 204.1^\circ$ ,  $I= -61.5^\circ$ , ( $\alpha_{95}= 4.0^\circ$ ,  $k= 97.6$ ), un valor muy similar a la dirección media obtenida para los 39 flujos individuales, con una diferencia angular entre ambas de únicamente  $1.3^\circ$ . El polo paleomagnético obtenido para los 14 grupos direccionales arroja un longitud de  $\lambda = 120.7^\circ E$  y una latitud  $\varphi = 72.3^\circ$  ( $A_{95}= 5.8^\circ$ ;  $k= 45.6$ ) (Fig. 6.8).

<i>Grupos</i>	<i>Sitios</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>alfa</i> <sub>95</sub>	<i>k</i>	<i>VGPlong</i>	<i>VGPlat</i>
<i>Direccionales</i>			(°)	(°)	(°)		(°)	(°)
<i>DG1</i>	SR1	6	181.9	-64.3	3	485	59.25	85.2
<i>DG2</i>	SR2	5	212.5	-60.4	13.1	35	122.7	65.77
<i>DG3</i>	SR3-SR4	12	179.1	-67.8	4	120	39.75	80.7
<i>DG4</i>	SR5-SR9	38	203.6	-61.9	2.7	129	120.05	72.53
<i>DG5</i>	SR10-SR11	13	210.4	-49.4	3.8	64	148.18	63.1
<i>DG6</i>	SR12-SR20	57	199.3	-58.7	1.4	121	134.93	75.2
<i>DG7</i>	SR21-SR24	25	194.1	-58.8	3.5	181	139	79.11
<i>DG8</i>	SR25-SR27	20	210.5	-63	3.1	213	115.37	67.62
<i>DG9</i>	SR28	6	191.8	-54.7	3.6	137	163.64	78.83
<i>DG10</i>	SR29-SR30	10	210.9	-61.3	5.1	53	120.61	67.12
<i>DG11</i>	SR31-SR36	36	204	-60.7	2.4	64	124.62	72.11
<i>DG12</i>	SR37	5	204.5	-63.7	6.3	113	112.82	71.87
<i>DG13</i>	SR38	6	236.1	-60	6.3	339	114.69	48.55
<i>DG14</i>	SR39	5	213.3	-66.2	5.5	78	105.01	65.64

$$D_m = 204.1^\circ, I_m = -61.5^\circ, \text{alfa}_{95} = 4.0^\circ, k = 97$$

**Tabla 6.4** Paleodirecciones medias de los grupos direccionales. Grupo direccional: número de grupo direccional. Sitios: sitios contenidos en el grupo direccional; N: número de muestras tratadas; D: Declinación; I: Inclinación;  $\text{alfa}_{95}$  y k: radio de 95% de confianza y parámetro de precisión de la estadística Fisher; VGP Long/ VGP Lat: Longitud/Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (VGP). La dirección media de los grupos direccionales se muestra al final de la tabla

Si se considera que los resultados paleomagnéticos reflejan el comportamiento real del campo y no están afectados por ninguna rotación, el análisis de la dispersión de los VGP, se tiene que realizar respecto al polo paleomagnético Euroasiático para 1.7 Ma. Si el cálculo es realizado con los 14 grupos direccionales calculados y se usa el polo paleomagnético de una ventana de 0 Ma para Europa, obtenido de la curva de deriva polar aparente (APWP) de Besse y Courtillot (2002) (longitud  $\lambda=178.7^\circ$  E, latitud  $\phi = 86.7^\circ$ N) como valor del dipolo axial, se obtiene una dispersión angular de  $S_B = 20.4^\circ$  ( $S_{up}=30.1^\circ$ ,  $S_{low}=15.3^\circ$ ) (Tab. 6.5). El mismo cálculo realizado con los VGPs de los 39 flujos de lava, muestra una dispersión un poco menor  $S_B= 17.5^\circ$

( $S_{up}=21.9^\circ$   $S_{low}= 14.5^\circ$ , Tab. 6.5), esto probablemente debido a un incremento artificial en el número de lecturas del campo, correspondiente a diferentes lavas midiendo el mismo valor de campo.

Estos resultados se pueden comparar con las dispersiones esperadas calculadas por modelos específicos, como el Modelo G (McFadden *et al.*, 1988) para dispersión de los VGP para variaciones latitudinales. La figura 6.9a muestra la dispersión angular  $S_B$  determinado a partir de los 39 flujos de lava comparada en una latitud de  $41^\circ$  con la dispersión esperada por el Modelo G para datos de variación paleosecular de lavas de 5Ma de McElhinny y McFadden (1997) y Johnson *et al.* (2008). Lo mismo se muestra en la figura 6.9b para la dispersión angular determinada a partir de los 14 grupos direccionales. Tanto para los grupos direccionales como para los flujos de lava de manera individual, la dispersión angular de los VGPs concuerda con ambos ajustes del Modelo G, aunque se observa que el valor de  $S_B$  obtenido de los grupos direccionales muestra un valor ligeramente más bajo que los esperados por ambos ajustes. Considerando la incertidumbre  $S_L$  calculada para la dispersión angular, se puede observar que los valores concuerdan.

<i>Grupo Analizado</i>	<i>Referencia para PSV</i>	$S_B$ ( $^\circ$ )	$S_U$ ( $^\circ$ )	$S_L$ ( $^\circ$ )
<i>39 flujos</i>	Dipolo axial (B y C)	17.5	21.9	14.5
<i>14 DG</i>	Dipolo axial (B y C)	20.4	30.1	15.3
<i>39 flujos</i>	VGP media	9.1	11.4	7.5
<i>14 DG</i>	VGP media	11.4	16.8	8.5
<i>39 flujos corregidos</i>	Dipolo axial (B y C)	9.5	11.9	7.9
<i>14 DG corregidos</i>	Dipolo axial (B y C)	12.1	17.8	9.1

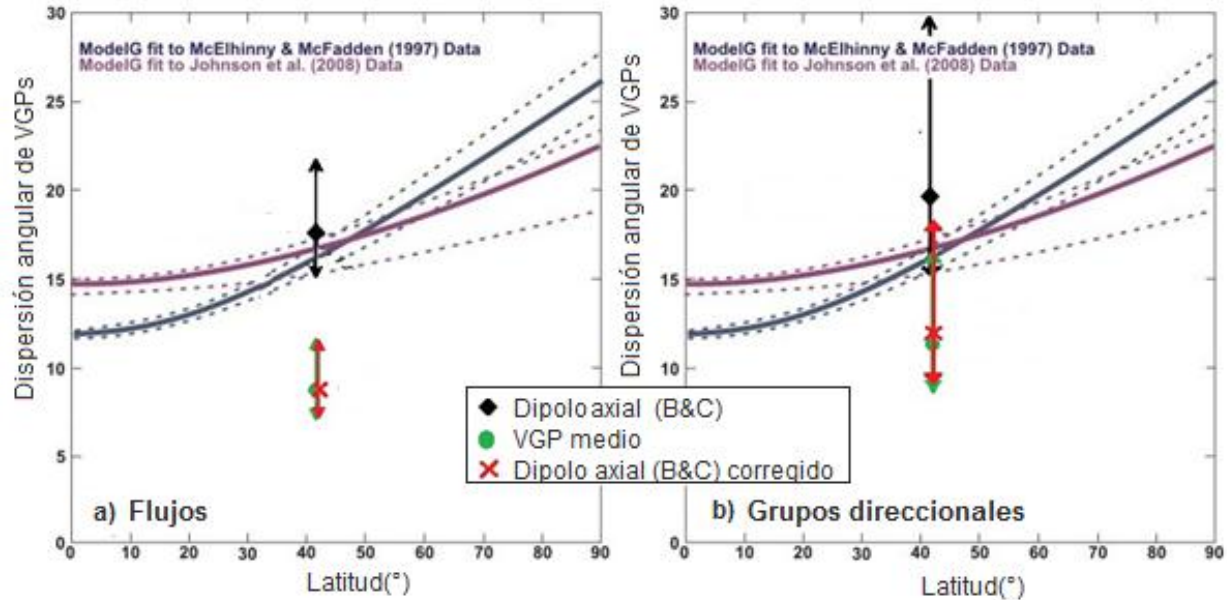
**Tabla 6.5** Dispersión angular de los VGP para los 39 flujos de lava y para los 14 grupos direccionales (DG). *Grupo analizado*: 39 flujos corregidos y 14 grupos direccionales corregidos se refiere a corrección por rotación tectónica tanto de los flujos como de los grupos direccionales. *Referencia para PSV*: referencia para analizar la dispersión angular VGP. *Dipolo Axial (B y C)*: Curva de deriva polar aparente APWP (Ventana de 0Ma, Eurasia) de Besse y Courtillot, 2002). *VGP media*: Media para todos los VGPs.  $S_B$ : dispersión angular;  $S_U$ =Límite de confianza superior,  $S_L$ =Límite de confianza inferior

Por otra parte, si se considera que los resultados paleomagnéticos de la secuencia de Saro están afectados por una rotación vertical hacia la derecha de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$ , el análisis de la dispersión angular de los VGP no se puede llevar a cabo respecto al polo paleomagnético Euroasiático de la ventana de 0 Ma de la curva APWP of Besse y Courtillot, 2002 ya que el del polo de la dispersión de PSV, pudo haber rotado también. Los cálculos de la dispersión de PSV con respecto al polo mencionado podría entonces arrojar un valor de la dispersión angular aumentado. De manera que las estimaciones de la variación angular de los VGPs de la secuencia de Saro sean realistas, se pueden tener dos enfoques distintos.

Una primera posibilidad es deshacer la rotación de la paleodeclinación aplicando una rotación vertical de  $19.2^\circ$  en sentido contrario a las manecillas del reloj, a los resultados paleomagnéticos obtenidos. La variación angular obtenida es este modo se puede comparar con la ventana de 0 Ma para Europa de la curva APWP of Besse y Courtillot, 2002. La mayor desventaja de utilizar este enfoque es la incertidumbre relacionada con el valor exacto de la rotación de paleodeclinación en sentido de las manecillas del reloj.

Un enfoque diferente consiste en utilizar el polo paleomagnético obtenido de la media de Fisher de todos los VGPs de la secuencia de Saro como polo de referencia para estimar su variación angular (Fig. 6.9). El problema principal que presenta este enfoque es que implica que la variación secular de los 39 flujos debe estar completamente promediada a partir de la media de Fisher. En este estudio se utilizaron ambos métodos, tanto para los 14 grupos direccionales como para los 39 flujos. Como se muestra en la tabla 7.5, los resultados obtenidos de utilizar cada uno de los métodos son muy similares:  $S_B$  (39 flujos) =  $9.1^\circ$  o  $9.5^\circ$  (Fig. 6.9a) y  $S_B$  (14 grupos direccionales) =  $11.4^\circ$  o  $12.1^\circ$  (Fig. 6.9b). Se puede reconocer de manera sencilla que el valor de  $S_B$  obtenido en ambos casos claramente menor que el esperado en ambos ajustes. Sin embargo, la dispersión angular  $S_B$  obtenida de los 14 grupos direccionales concuerda con la esperada si se toma en cuenta la incertidumbre  $S_U$ . Aunque una variación angular baja puede ser atribuida por un promedio de la variación secular insuficiente, ésta explicación no se mantiene en este caso, ya que la dispersión angular  $S_B$  se calculó con respecto a la media de Fisher de los 39 VGPs de la secuencia de Saro, un método basado en la premisa de que la variación secular está completamente promediada a partir de la media. Esta premisa se puede considerar como válida ya que la dispersión angular observada coincide suficientemente bien con la dispersión angular

obtenida por otro método independiente (Tab. 6.5), que fue la corrección de los datos de paleodeclinación con una rotación vertical en sentido contrario a las manecillas del reloj y el cálculo de la dispersión angular  $S_B$  con respecto al dipolo axial esperado.



**Figura 6.9** Dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) vs latitud de la variación paleosecular de las lavas (PSVLs) para los últimos 5Ma mostrada con ajustes del Modelo G con datos de McElhinny y McFadden (1997) (azul) y Johnson *et al.* (2008) (morado). Se muestra la dispersión angular de la secuencia de Saro calculada respecto a la APWP (ventana de 0 Ma para Eurasia) de Besse y Courtillot, 2002. El rombo negro corresponde al dipolo axial (B y C): dispersión de los datos originales; la marca roja corresponde al dipolo axial (B y C) corregido: dispersión de datos corregidos por rotación. El círculo verde corresponde a la media de VGP: dispersión calculada respecto a la media de los VGPs. a) Para los 39 flujos b) Para los 14 grupos (Figura modificada de Johnson *et al.*, 2008 y Biggin *et al.*, 2008)

La relativamente baja dispersión observada puede estar relacionada a un campo post transicional más estable.

El hecho de que la dispersión de las dispersiones de los VGP sean muy similares utilizando ambos métodos de manera independiente sugiere que i) la secuencia de Saro experimento una rotación de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$  con respecto al eje vertical en sentido de las manecillas del reloj y ii) que la variación secular está razonablemente bien promediada respecto a la media de la secuencia de Saro.

Tomando en cuenta esta consideración, una manera alternativa para probar si la variación secular fue suficientemente bien muestreada en la secuencia de Saro, consiste en calcular la media de los VGPs tanto para los 39 flujos como para los 14 grupos direccionales y encontrar si

los valores de  $\square_{\square}$  obtenidos en ambos casos están contenidos en la posición de  $A_{95}$  propuesta por Deenen *et al.* (2011) para determinar si una distribución está suficientemente bien muestreada. Esta posición tiene un límite superior  $A_{95\max}$  y un límite inferior  $A_{95\min}$ , cuyos valores dependen del número de sitios empleados para el cálculo. Si este cálculo se realiza con los 39 flujos ( $A_{95} = 2.7^\circ$ , Tab. 6.3), se observa un límite inferior  $A_{95\min} = 3.9^\circ$ , relativamente alto. El mismo cálculo realizado con los 14 grupos direccionales ( $A_{95} = 5.8^\circ$ , Tab. 6.4), arroja un límite inferior de  $A_{95\min} = 5.9^\circ$ , de manera que ambos valores concuerdan. Se puede considerar que la distribución de los datos dada por los 14 grupos direccionales, provee suficiente tiempo promediado para producir un muestreo de PSV adecuado. Aunque en los datos de los 39 flujos se aumenta artificialmente el número de lecturas del campo derivadas de los diferentes flujos de lava pero correspondientes al mismo valor del campo.

### **Rotación de la paleodeclinación con respecto al eje vertical.**

Esta significativa rotación en torno al eje vertical de  $19^\circ$  en sentido de manecillas del reloj, tuvo lugar en la secuencia de Saro durante los últimos 1.7Myr. En estudios previos realizados en flujos de lava del Plioceno y Pleistoceno de la Meseta de Djavakheti no se observan rotaciones significantes, pero Camps *et al.* 1996 obtuvieron una rotación de  $22^\circ$  en sentido de las manecillas del reloj en la parte superior de la secuencia de Thoki (llamada secuencia Akhalkalaki superior en su estudio). En la parte baja de la secuencia, que está separada de la parte superior de la secuencia por una superficie de erosión, aparentemente no se observa rotación, aunque los  $22^\circ$  de rotación que se observan en la parte superior de la secuencia pueden estar incluidos en el valor de  $180.3^\circ$  de la declinación, medidos en la parte inferior. Resultados de la parte superior de la secuencia de Tchuntchka (Goguitchaichvili *et al.*, 1997) y de la secuencia de Korxi (Calvo-Rathert *et al.*, 2013) también muestran una posible rotación en el eje vertical, contraria a las manecillas del reloj en el primer caso, y en sentido de las manecillas del reloj en el segundo. El alto grado de incertidumbre experimental asociado a las rotaciones observadas, confieren en ambos casos menor relevancia a su interpretación. Dos estudios previos realizados en el área de Djavakheti, presentan resultados paleomagnéticos de un gran número de secuencias de coladas volcánicas (Goguitchaichvili *et al.*, 2000, 2001). En el primer estudio, se obtuvo una paleodeclinación con una ligera desviación hacia el Este para la región de Djavakheti completa, mientras que en el segundo no aparece rotado. En ambos casos, de cualquier modo,

algunas unidades presentan paleodeclinaciones que claramente divergen de las direcciones norte. Estas rotaciones, de cualquier modo, pueden no ser significantes, ya que en muchos de los flujos se analizaron pocas muestras (1-3).

El movimiento relativo Sur/Norte entre las placas Arábica y Euroasiática está representado en el Cáucaso Sur principalmente por un acortamiento de la corteza (Adamia *et al.*, 2008 y referencias en él), y la compresión submeridional alcanza su pico en el segmento central del Cáucaso (la saliente Djavakheti-Dzirula) (Adamia *et al.*, 2008). Como se mencionó antes, el Cáucaso está caracterizado por una coexistencia de estructuras extensionales y compresionales (p.ej., Rebaï *et al.*, 1993), entre las estructuras extensionales con un componente transformante considerable, se pueden encontrar fallas ya sea NE-SW o NW-SE (Adamia *et al.*, 2011). Este tipo de fallas con una componente transformante pueden ser las responsables de las rotaciones en el eje vertical, como las que se detectó en la secuencia de Saro, en la parte más al este de la meseta de Djavakheti.

### **Edad de emplazamiento de la secuencia de Saro**

Se obtuvo una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $1.73 \pm 0.03$  Ma para el flujo superior de la secuencia (SR1) y previamente, Lebedev *et al.* (2008) habían determinado seis dataciones K-Ar en seis flujos del perfil Eshmakis Xevi de la secuencia (Fig. 5.4). Las edades K-Ar varían entre  $2.03 \pm 0.11$  Ma y  $2.23 \pm 0.13$  Ma. Además, una nueva datación K-Ar se obtuvo por Lebedev in el flujo superior de la secuencia (el flujo SR1 del presente estudio), arrojando una edad de  $1.67 \pm 0.13$  Ma. (Lebedev, comunicación personal). Los 39 flujos de la secuencia arrojan polaridad inversa y no están separados por disconformidades o capas sedimentarias entre ellos, aunque se observa una discontinuidad entre los flujos que se encuentran en la parte de abajo del todo, de la secuencia (SR38 y SR39). También debe existir una discontinuidad, entre el perfil Eshmakis Xevi y los tres flujos ubicados en la parte superior de la secuencia. Si se toman en cuenta las edades radiométricas, su incertidumbre y la polaridad magnética, estos resultados se pueden explicar considerando que la parte baja de la secuencia, el perfil Eshmakis Xevi (SR39-SR4), se emitió durante el cron Matuyama antes del periodo de polaridad normal Olduvai, que duró de 1.945 a 1.778 Ma (p.ej., Gradstein *et al.*, 2004). Debido a la emisión continua del perfil Eshmaikis Xevi (SR39-SR4), el factor de que no se encuentre registro de polaridad normal en

ningún flujo de la secuencia, implica que la emisión de lavas inició antes del cron Reunión (C2r.1n) que tiene polaridad normal que duró de 2.153 a 2.115 Ma (p.ej., Laj y Channell, 2007). Esto no es contradictorio con las edades K-AR obtenidas por Lebedev *et al.* (2008), siempre y cuando se tome en cuenta la incertidumbre, relativamente grande, de las edades de estas determinaciones.

La polaridad y la edad de los tres flujos superiores implican un gran hiato en la actividad volcánica, más de 150kyr durante todo el cron Olduvai de polaridad normal. La emisión de los flujos SR3 a SR1, debe haber ocurrido entre 1.778 Ma y  $1.73 \pm 0.03$  Ma. Sin embargo, si se acepta esta interpretación, surge un nuevo problema: la similitud entre las direcciones SR3 (que pertenece a los 3 flujos superiores) y SR4 (localizado en el perfil Eshmaikis Xevi). Entre ambas direcciones medias, se observa únicamente un ángulo de  $2.1^\circ$ . Ambas direcciones son indistinguibles y pueden ser incluidas en el mismo grupo direccional. Esta similitud puede ser una coincidencia, pero si no lo es, la emisión de las lavas de ambos perfiles sería continua, implicando que la emisión de toda la secuencia se llevó a cabo entre 1.778 Ma y  $1.73 \pm 0.03$  Ma. Esta segunda interpretación concuerda con el hecho de que la secuencia tiene una historia eruptiva rápida, como lo sugiere Lebedev *et al.* (2008). En este caso, sin embargo, las dataciones K-Ar obtenidas por Lebedev *et al.* (2008) arrojan edades muy antiguas para los flujos analizados. Analizando desde el punto de vista petrológico, todas las lavas de Eshmaikis Xevi, excepto la lava inferior SR38, son similares a los tres flujos superiores.

Si toda la secuencia se emitió entre 1.778 Ma y  $1.73 \pm 0.03$  Ma. La segunda opción implica que la secuencia debió ser emitida en un intervalo de tiempo relativamente corto después de la ocurrencia de la transición Olduvai-Matuyama. La dispersión de VGP relativamente baja puede estar relacionada con un post-transicional campo más estable. Por otro lado, Bogue y Paul (1993), reportan una dispersión en dirección normal observada en flujos de lava post-transicionales de 4 My en Kauai (Hawái). Estos autores también recalcularon la dispersión de VGP observada en basaltos de 15 My en secuencias de basaltos en las Montañas Steens (Oregon, USA) (Mankinen *et al.*, 1985; Prévotet *et al.*, 1985a,b; Mankinen *et al.*, 1987). Ellos obtiene una dispersión angular de VGP menor que la esperada  $S = 17.0^\circ$  para los flujos post-transicionales, con una  $S = 19.6^\circ$  obtenida por el Modelo G (McFadden *et al.*, 1988).



La variación direccional justo antes de una inversión observada en las Montañas Steen es más bien grande ( $S = 24.8^\circ$ ). Por lo tanto, el bajo valor de la dispersión de VGP, observado en este estudio parece respaldar la teoría de que la secuencia de Saro se formó después de Olduvai. La emisión de la secuencia parte antes y parte después del subcron Olduvai, podría probablemente haber arrojado una dispersión angular de VGPs, mayor.

## 7.7. Conclusiones

Se realizaron experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas de 39 flujos de lava de la sección Saro, la secuencia Pliocénica localizada en la meseta de Djavakheti en el Cáucaso Menor en Georgia. Así mismo, se realizaron dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y estudios de microscopio electrónico de barrido.

- Las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  arrojan una edad de  $1.73 \pm 0.03\text{Ma}$  para la colada superior (SR1) de la secuencia.
- Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de las rocas con el objetivo de encontrar los minerales portadores de la magnetización, determinar el tamaño de grano y para obtener información de la estabilidad térmica. Los experimentos termomagnéticos sugieren (campo vs. Temperatura) sugieren titanomagnetitas bajas en titanio y titanomagnetitas con temperaturas de Curie bajas, con un mayor contenido de titanio ( $x \approx 0.5-0.7$ ), como los portadores de la remanencia. La estructura de su dominio se caracterizan por una mezcla de granos de dominio simple y multidominio.
- Se pudo aislar la dirección ChRM de las 39 coladas y en todos los casos se observa una polaridad inversa. La dirección media calculada para la secuencia completa tiene una declinación  $D = 202.2^\circ$  y una inclinación  $I = -60.6^\circ$  ( $N = 39$ ;  $\alpha_{95} = 2.0^\circ$ ;  $k = 138.6$ ). Se determinó un polo paleomagnético de longitud  $\lambda = 124.6^\circ$  E y de latitud  $\phi = 73.5^\circ$  N ( $N = 39$ ;  $A_{95} = 2.7^\circ$ ;  $k = 72.98$ ).
- El análisis de la edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenida en este estudio, las edades K-Ar obtenidas en un estudio reciente por Lebedev (comunicación personal) y un estudio previo Lebedev *et al.*, 2008, y las polaridades inversas obtenidas en todos los flujos de la secuencia, permite dos

explicaciones diferentes para explicar el tiempo de emplazamiento de la sección: i) los 36 flujos de la parte baja de la secuencia (SR39 a SR4) se emitieron entre los cronos de polaridad normal Reunión y Olduvai y los tres flujos de la parte superior (SR3-SR1) después de Olduvai, lo que implica un hiato en la actividad volcánica de más de 150 kyr o toda la secuencia se emitió entre 1.778 Ma y  $1.73 \pm 0.03$  Ma, después del cron Olduvai. La primera interpretación concuerda con las seis edades obtenidas por Lebedev *et al.* (2008) en la parte baja de la secuencia, mientras que la segunda, concuerda con la tasa de erupción rápida de la secuencia propuesta por Lebedev *et al.* (2008) la similitud entre las direcciones paleomagnéticas determinadas en los flujos SR3 (que pertenece a los tres flujos superiores) y SR4 (ubicado en el perfil Eshmaikis Xevi) y el parecido petrológico de las lavas de Eshmaikis Xevi y de los tres flujos superiores.

- Si se compara con el polo de la curva de deriva polar aparente (APWP) para una ventana de 0 Ma para Europa determinada por Besse y Courtillot (2002) se observa una desviación significativa de  $14.8^\circ$ . Mientras que la inclinación obtenida en la secuencia concuerda con la esperada, la declinación muestra una desviación este de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$ . Lo que implica la existencia una rotación respecto al eje vertical, que puede haber sido producida por estructuras, extensionales con componente transformante, que se encuentran en la zona de estudio. Si los resultados reflejan el comportamiento del campo, el hecho de que exista una diferencia angular entre las direcciones paleomagnéticas esperadas y la observada, se registre solamente en la declinación, no tiene explicación. Por otra parte, si se considera que los resultados paleomagnéticos de la secuencia de Saro fueron afectados por una rotación vertical de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$  en sentido de las manecillas del reloj, se pueden utilizar dos métodos para obtener una estimación realista de la variación angular: o es necesario aplicar una rotación vertical de  $19.2^\circ$  en sentido inverso a las manecillas del reloj a los resultados paleomagnéticos obtenidos en la secuencia, y la variación angular de VGPs se analiza con respecto al dipolo axial, o la variación angular de los VGPs no corregidos se estima con respecto al polo paleomagnético obtenido de la media de Fisher de los VGPs de las coladas de la secuencia de Saro para obtener su variancia. En este estudio se utilizaron ambos métodos, la dispersión de los VGPs es más baja que los valores esperados para los ajustes del Modelo G (McFadden *et al.*, 1988). Sin embargo, el hecho de que la dispersión de las dispersiones de los VGP sean muy

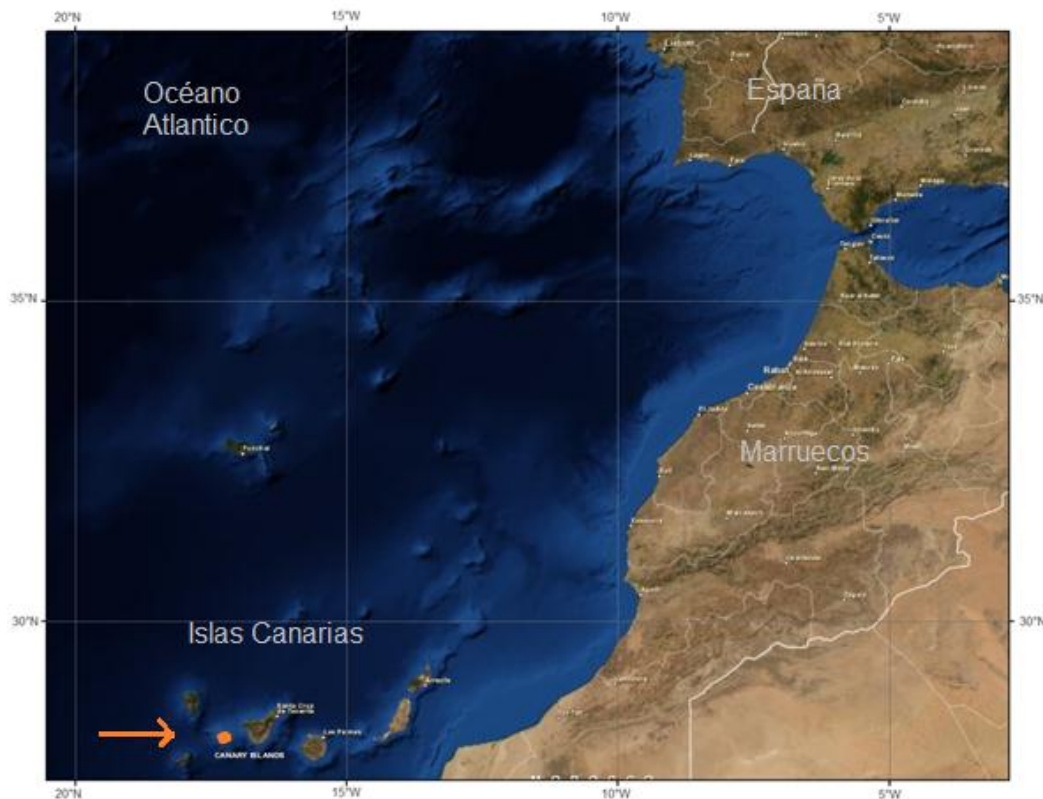
similares utilizando ambos métodos de manera independiente sugiere que i) la secuencia de Saro experimento una rotación de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$  con respecto al eje vertical en sentido de las manecillas del reloj y ii) que la variación secular está razonablemente bien promediada respecto a la media de la secuencia de Saro.

- Como no se puede observar una rotación diferencial entre la parte superior y la parte inferior de la secuencia, concluimos que la secuencia completa debió haber sufrido una rotación de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$  en sentido de las manecillas del reloj entre  $1.73 \pm 0.03$  Ma y el presente.

## 6. Contexto geológico de la secuencia de Hermigua, Isla de la Gomera, Islas Canarias, España.

### Contexto geológico de las Islas Canarias

La Isla de la Gomera, es uno de los siete edificios volcánicos que forman el archipiélago de las Islas Canarias: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro, cuatro isletas (Alegranza, Graciosa, Montaña Clara y Lobos) y una serie de islotes o roques Este archipiélago está situado en la parte este del Océano Atlántico, a una distancia de entre 100 a 700 km (dependiendo de la isla) al oeste de la margen continental del Sáhara y 1000 km al sur de la Península Ibérica. Entre las coordenadas 27° 37' y 29° 25' de latitud norte y 13° 20' y 18° 10' de longitud oeste.



**Figura 7.1** Mapa que muestra la ubicación de las Islas Canarias. En naranja se observa la Isla de la Gomera.

Aunque el archipiélago se encuentra en el interior de la Placa Africana, en el margen continental atlántico que se encuentra clasificado como pasivo, el borde es atípico, ya que se observan intensos procesos tectónicos y magmáticos que han dado origen tanto al archipiélago canario, como a las islas de Cabo Verde y Madeira.

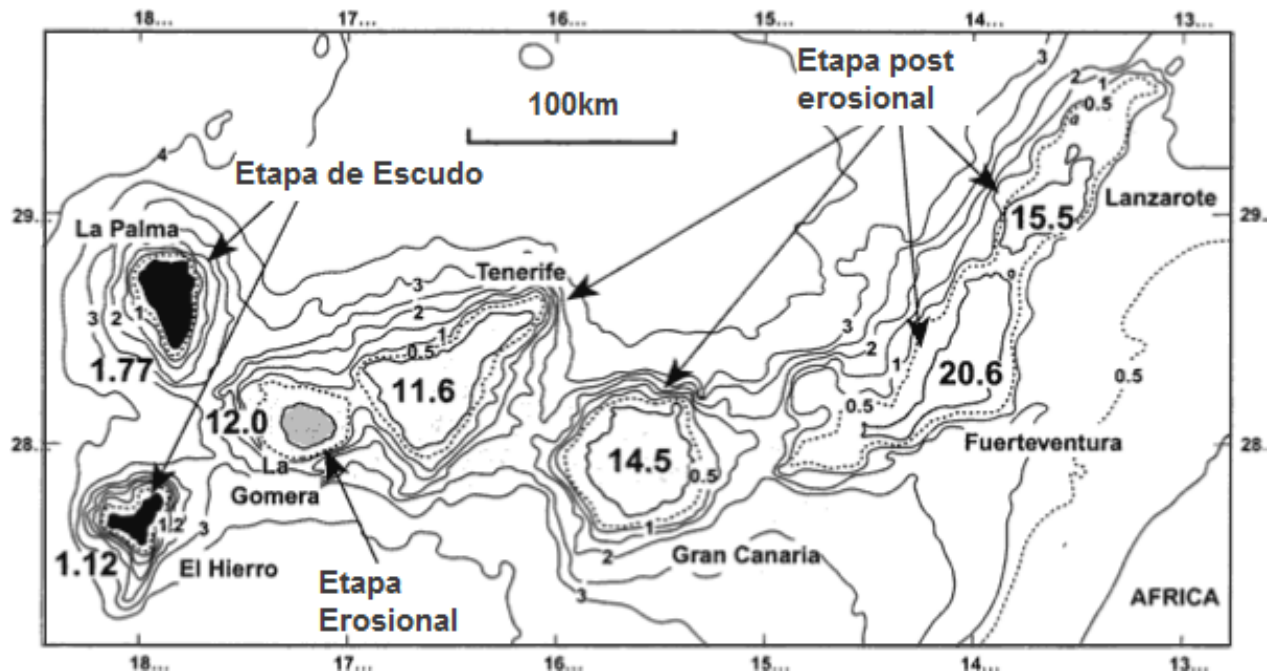
La corteza debajo de las Islas Canarias, también se considera atípica: estudios geofísicos revelan espesores de corteza inferiores a la típica corteza continental pero superiores a la típica oceánica (Araña y Ortiz, 1991), considerando posiblemente, que la corteza adopta un carácter transicional, debido a que se encuentra en un borde continental.

Otro aspecto destacado en el marco geodinámico de las Islas Canarias es la existencia de una serie de directrices estructurales: alineaciones de diques y edificios volcánicos. Aunque no existe unanimidad en cuanto a la interpretación de las directrices, parece evidente la existencia de tres diferentes disposiciones espaciales (Anguita y Hernán, 1975; Carracedo, 1994, Araña y Ortiz, 1991; Schmincke, 1993): NE-SW, observable en Lanzarote y Fuerteventura, NW-SE, representada en Gran Canaria y una disposición en puntos triples con brazos cada 120°, observable en Tenerife, La Palma y el Hierro.

El magmatismo de las Islas Canarias inicio durante el Cretácico y el vulcanismo subaéreo durante el Mioceno. Cantagrel *et al.* (1993) muestran edades K-Ar para el magmatismo submarino de Fuerteventura de 35-30 Ma. Mientras que Le Bas *et al.* (1986); Steiner *et al.* (1998) y Balogh *et al.* (1999), basándose en paleontología, relaciones del campo magnético y estudios radiométricos sugieren una edad de 70-80 Ma. Estas fechas contrastan con la etapa de La Palma que fue formada hace 3 – 4 Ma (Staudigel *et al.*, 1986).

Fuerteventura muestra vulcanismo subaéreo de 20.6 Ma y El Hierro, la isla más joven, de 1.12 Ma. Todas las islas excepto La Gomera han tenido actividad el ultimo millón de años, y cuatro de ellas (Lanzarote, Tenerife, La Palma y El Hierro) tienen registros de actividad en los últimos cinco siglos.

Como se puede observar en la figura 7.2, existe una progresión de la edad del vulcanismo hacia las islas ubicadas más al este, generada por el movimiento hacia el oeste de la Placa Africana.

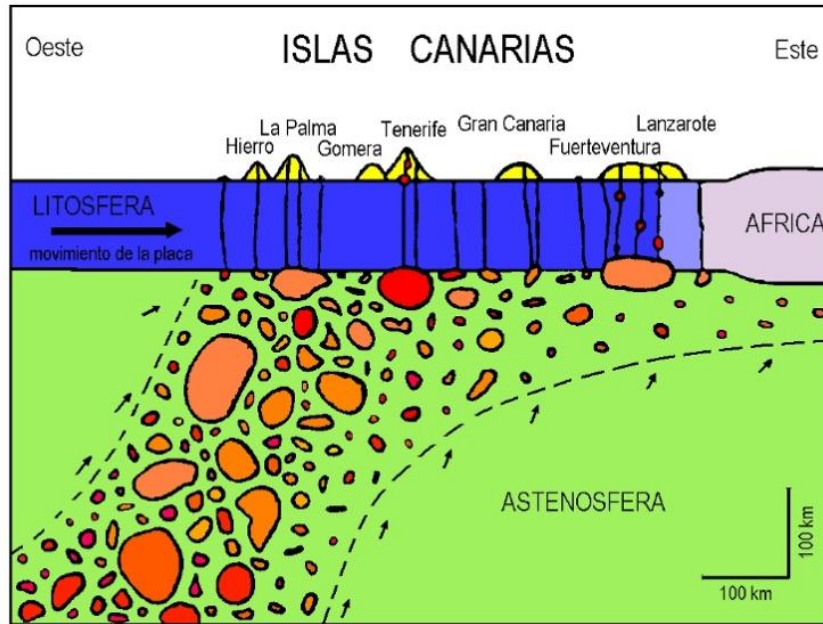


**Figura 7.2** Esquema de las edades de vulcanismo subaéreo y etapas actuales en su evolución de las Islas Canarias. (Carracedo *et al.*, 2002).

Aunque su origen es claramente volcánico, el archipiélago presenta diversas características tectónicas y volcánicas que hacen que sea difícil de explicar el origen de este vulcanismo.

Existen diversas teorías que explican el origen de las Islas Canarias: El punto caliente (Wilson, 1973; Morgan, 1971., Hoernle y Schmincke, 1993., Oyarzun *et al.*, 1997, Carracedo *et al.*, 2001, 2002); La fractura propagante (Anguita y Hernán, 1975); El ridge extensional (Fuster, 1975); Bloques tectónicos que se elevan (Araña y Ortiz, 1991); Modelo unificador (Anguita y Hernán, 2000, 2004). Siendo el más aceptado actualmente el modelo del punto caliente.

En los años 70, Wilson (1973) y Morgan (1971) explicaban su origen como resultado de la traza lineal dejada por una pluma caliente que se encontraba por debajo de la Placa Africana, un modelo similar al existente en Hawái. Sin embargo, esta teoría es puesta en duda, debido a que al moverse la Placa Africana en dirección este, la tendencia de la edad del vulcanismo aumentar hacia el oeste y, contrario a lo esperado, existe vulcanismo reciente en ambos lados del archipiélago (Anguita y Hernán, 1975).

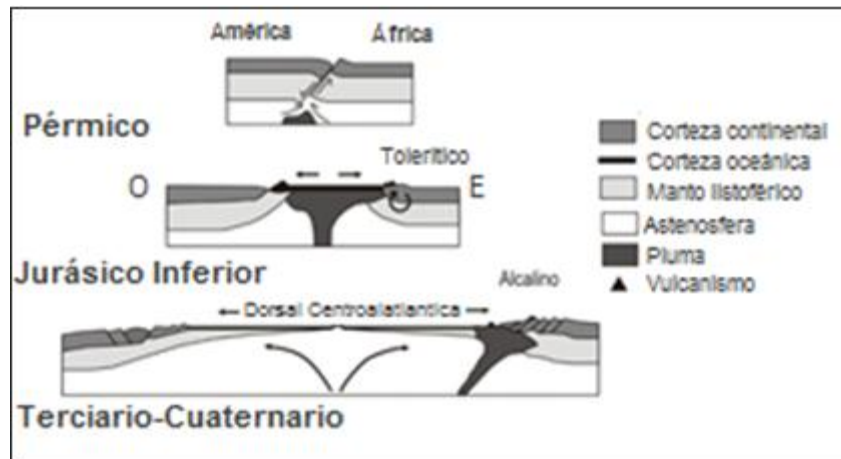


**Figura 7.3** .Esquema que explica el origen de las Islas Canarias como un punto caliente, donde el magma emerge en forma de burbujas (Figura de Hoernle y Schmincke1993)

En 1993, Hoernle y Schmincke,(1993) (Fig. 7.3) propusieron un modelo de punto caliente único para las Islas Canarias, con una inclinación hacia el este, ampliando el área de actividad a todo el archipiélago. Explican el ascenso de magma de forma intermitente, en forma de burbujas: cada ciclo eruptivo de las islas empezaría cuando una de estas burbujas llegue a la base de la litosfera.

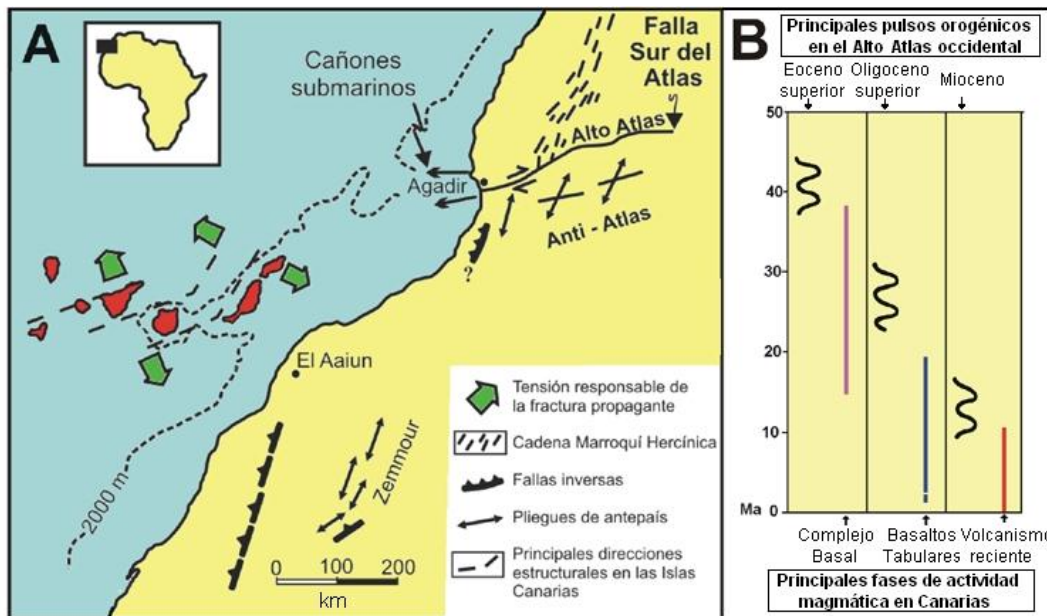
Oyarzun *et al.* (1997) basados en el uso tomografía sísmica, detectan una lámina térmica sublitosférica, que abarca desde las Islas Canarias, parte del noroeste de África y parte occidental de Europa. Observando esto, proponen una mega pluma en forma de bisagra, formada cuando África, Sudamérica y Norteamérica aún se encontraban unidos, en el Triásico-Jurásico (Fig. 7.4)

Carracedo *et al.* (2002), sostiene que la única diferencia de este punto caliente y el de Hawái, es la lentitud con la que se mueve la Placa Africana.



**Figura 7.4** Esquema de una sección del Atlántico Central donde se observa una mega pluma como origen de las Islas Canarias. (Figura adaptada de Oyarzún *et al.*, 1997)

Al observar la alineación del archipiélago y sus volcanes, se puede encontrar una relación con las alineaciones estructurales documentadas en el suelo oceánico y con la cordillera del Atlas, en África. Basados en esto, Anguita y Hernán, 1975 proponen la existencia de una mega fractura de desgarre que conecta Islas Canarias y el Atlas, como prolongación de una falla transcurrente del Sur del Atlas (trans-Agadir). Se relaciona la tectónica del Atlas y el vulcanismo de las Islas Canarias de manera que a cada impulso orogénico (movimientos compresivos) registrado en el Atlas, sucede un ciclo de gran actividad volcánica en Canarias (Fig. 7.5)



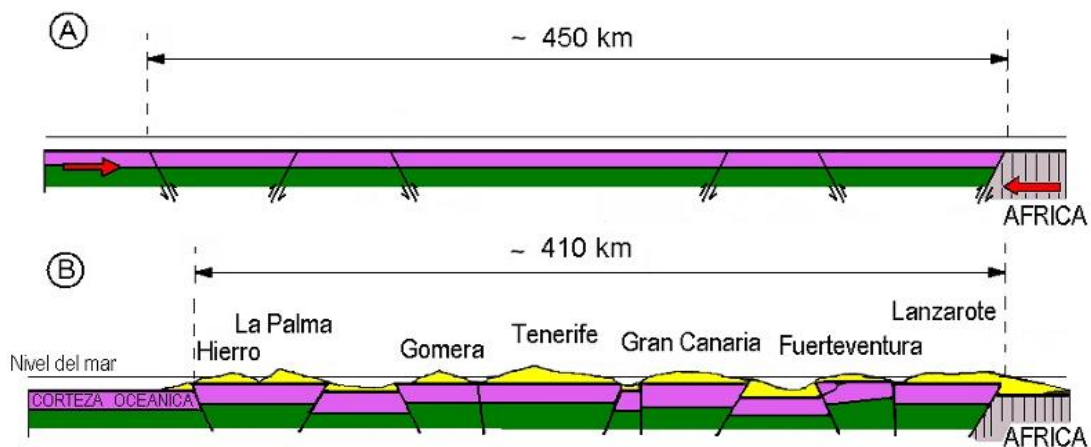
**Figura 7.5.** Esquema de los movimientos compresionales de la cordillera del Atlas y su relación con el vulcanismo en las Islas Canarias. (Figura de Anguita y Hernán, 1975)



Uno de los problemas en este modelo es que no se han detectado fallas submarinas que conecten las dos áreas, ni tampoco estructuras volcánicas. Además de que este modelo tampoco explica la existencia de raíces profundas de vulcanismo, hoy expuestas a cientos de metros por encima del nivel del mar.

El modelo del rigde extensional plantea que existía una estructura regional activa durante el Cenozoico (Fuster, 1975)

Existe también, el modelo de “ascenso de bloques” (Fig. 7.6), propuesto por Araña y Ortiz (1991) que supone que la tectónica compresiva ha sido la causa del magmatismo y ascenso de bloques, esto como resultado del choque del sector occidental de la Placa Africana con la Placa Europea.

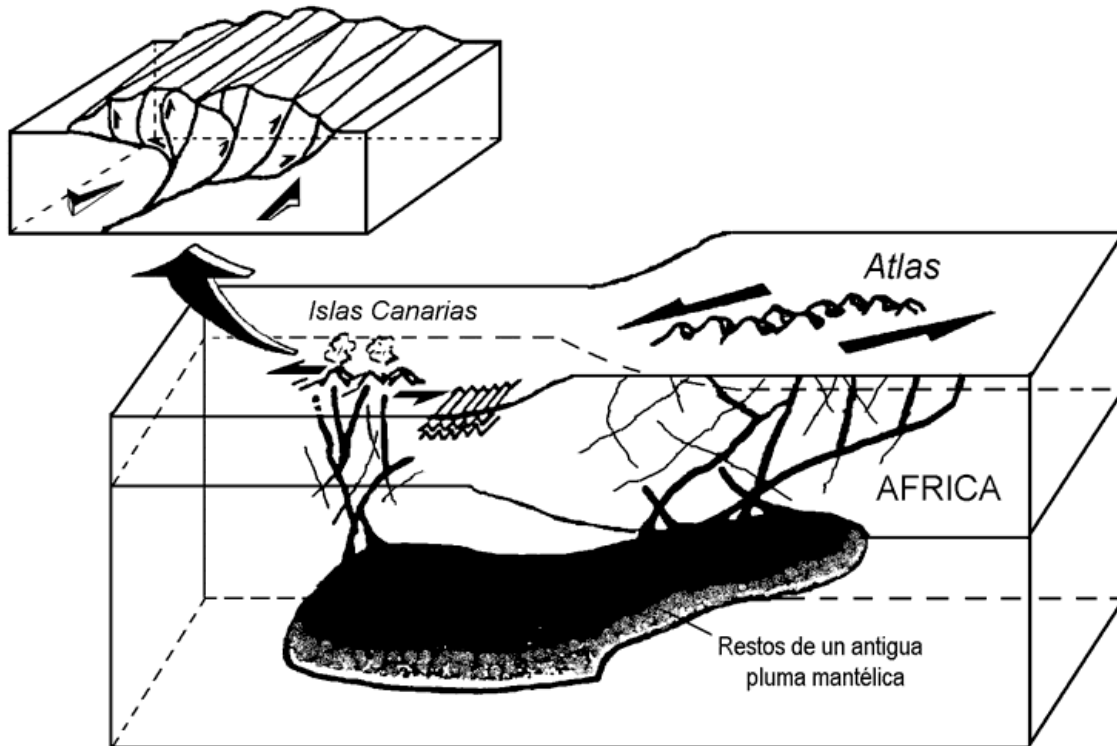


**Figura 7.7.** Esquema que representa el modelo de ascenso de bloques (Araña y Ortiz, 1991)

Por último, existe el modelo “unificador” de Anguita y Hernán (2000), en el que se integran algunos aspectos de los otros modelos. Interpretan la anomalía térmica sublitosférica en forma de capa presente por debajo de las Islas Canarias, el Atlas y la zona occidental de Europa, es el residuo de una antigua pluma que se originó durante la apertura del Atlántico en el Triásico, y que actualmente no cuenta con un foco de alimentación que la mantenga activa. Razón por la cual, no conserva los rasgos geofísicos ni geoquímicos propios de una pluma activa (Fig. 7.7)

Este modelo toma la idea de que los magmas son drenados cuando se produce la distensión, en alternancia con los periodos compresivos del Atlas, como se propone en el modelo

de “fractura propagante”. Y la elevación de las islas se explica con un modelo tectónico en forma de flor dentro de un régimen transpresivo que, probablemente es el tipo de tectónica que dio lugar a la elevación de la cordillera del Atlas (Hernán, 2004).



**Figura 7.7.** Esquema del modelo unificador en el que se integran algunos aspectos de otros modelos. (Tomada de Anguita y Hernan, 2000)

Independientemente de su origen, el volcanismo de las Islas Canarias se puede describir en varios pasos: formación submarina, formación subaérea, decaimiento, erosión y etapa de rejuvenecimiento (Fig.7.8)

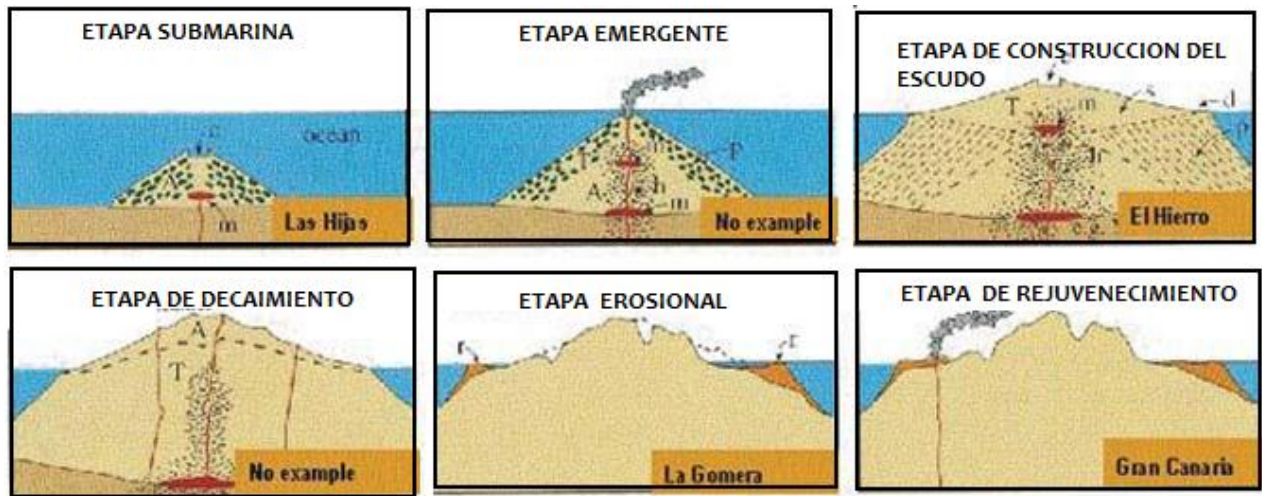
La etapa submarina, como su nombre lo indica sucede cuando la isla aun no toca la superficie del mar, formado la parte del complejo basal de las islas.

La etapa de formación subaérea se puede dividir en dos fases: fase de escudo y fase post-erosiva. En la fase de escudo predomina el volcanismo basáltico de tipo fisural, emitiéndose en un lapso de tiempo relativamente corto el grueso del volumen de las islas. El resultado de esta fase de intensa actividad volcánica, es la configuración de grandes edificios volcánicos a modo de escudos, formados por el apilamiento de lavas basálticas con escasas intercalaciones

piroclásticas. Debido a la inestabilidad generada por el rápido crecimiento de estos edificios, suelen presentarse fenómenos catastróficos, como calderas de colapso y deslizamientos: la etapa post-erosiva.

Al final de esta fase, viene una etapa de inactividad volcánica, que puede prolongarse millones de años: la etapa erosiva. Posteriormente sigue una etapa que se caracteriza por emisiones más puntuales de magmas básicos, con carácter fisural: la etapa de rejuvenecimiento.

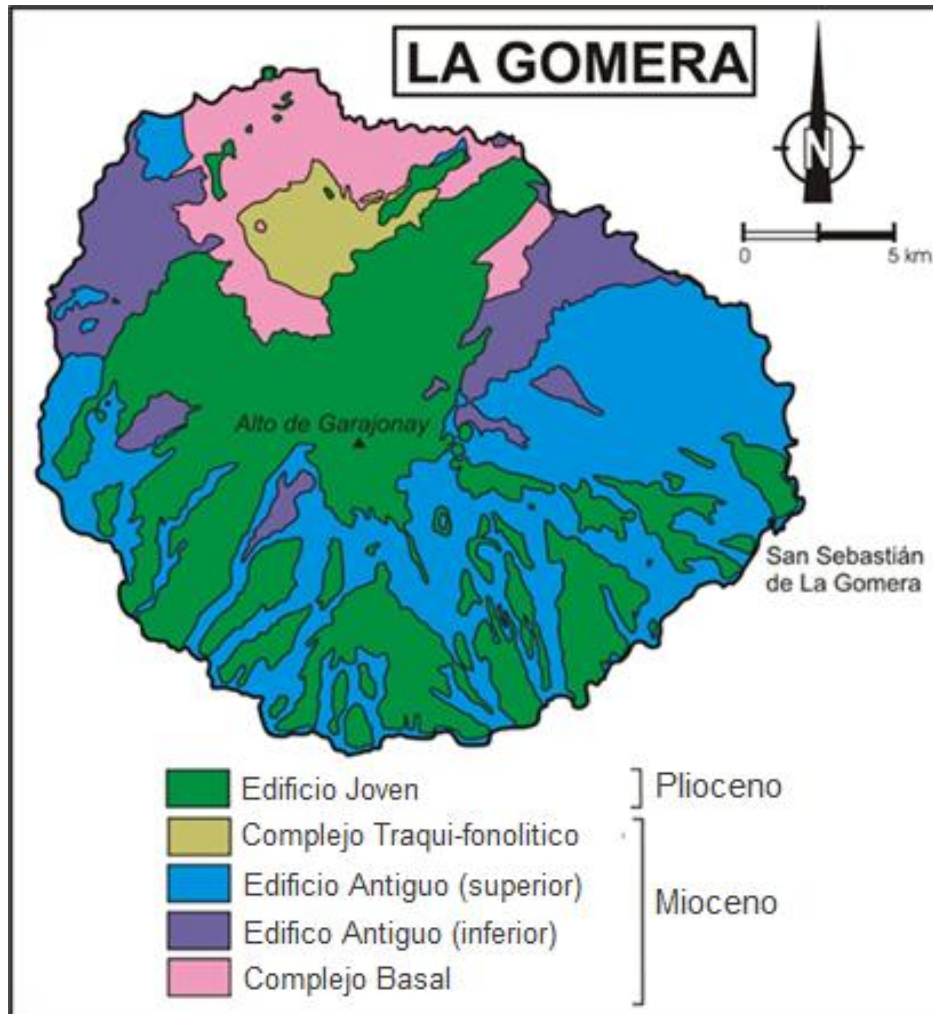
Cuatro islas se encuentran actualmente en la etapa de rejuvenecimiento: Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife. La Gomera se encuentra en etapa de erosión, periodo posterior a la fase de formación de escudo, y La Palma y El Hierro construcción de escudo. Las Hijas se encuentran en etapa submarina.



**Figura 7.8** Esquema de las diferentes etapas de las Islas Canarias (adaptado de Walker *et al.*, 1990)

### La Isla de la Gomera

La Gomera, es una de las Islas Canarias más pequeñas (378 km<sup>2</sup>), está situada entre Tenerife y las islas más occidentales, La Palma y el Hierro. A diferencia de estas, en La Gomera no hay actividad volcánica cuaternaria (p.ej. Ancochea *et al.*, 2006). Está formada por un solo gran edificio volcánico en el que se distinguen tres etapas de crecimiento (Fig. 7.9) (Ancochea *et al.*, 2006): El Complejo Basal, el Antiguo Edificio y el Edificio Joven.



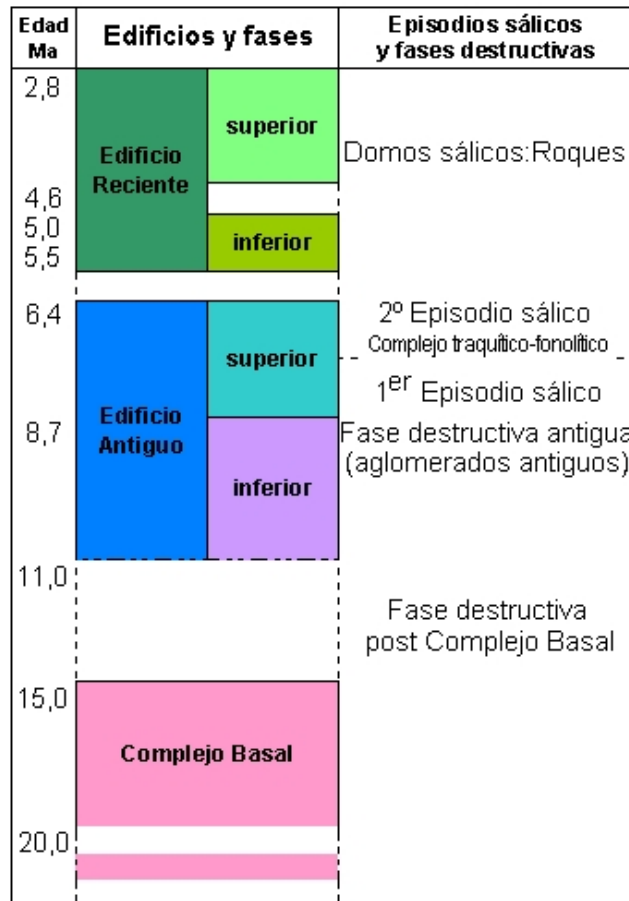
**Figura 7.9** Esquema de la geología de la Isla de la Gomera. (Figura de V.Soler)

### 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 estos, cortados por una densa red de diques (Cedrero, 1971). Están datados 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 la unidades más jóvenes por depósitos sedimentarios, que se originaron de su propia erosión durante un 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).

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 las que se observan en Fuerteventura (Fernández *et al.*, 1997).



**Figura 7.10** Esquema de las etapas de formación de la Isla de la Gomera (Figura de V.Soler)

### 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 del La Gomera y surgió entre 10.5 y 6.4 Ma (Ancochea *et al.*, 2006). Está

formado por cientos de metros de flujos de lava basáltica que se dirigieron rumbo al mar, alejándose del área de Villahermoso. El edificio antiguo está cortado por un gran número de diques (1 cada 10 m, o incluso menos). Las direcciones de los diques muestran 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 (Ancochea, *et al.*, 2003).

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 se encuentra con el mismo arreglo que las unidades jóvenes, haciendo difícil y subjetiva su identificación. Basados en las diferentes formas (pahoehoes o AA) de los flujos de lava, el número de diques, el número de diques y la presencia de brechas, se pueden distinguir dos grupos principales en este edificio, llamados Edificio Antiguo Inferior y Edificio Antiguo Superior.

#### Edificio Antiguo Inferior:

Está formado por basaltos que surgieron entre 10.5 y 8.7 Ma., tiene un diámetro de 22 km. Cuyo diámetro norte 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. Está formado por los basaltos y brechas volcánicas poligenéticas (Ancochea *et al.* 2006). En esta estructura es donde se llevó a cabo el presente estudio.

#### Edificio Antiguo superior:

Está formado por basaltos de entre 8.6 y 6.4 Ma, y rocas félsicas conocidas como el complejo traqui-fenolítico (Rodríguez-Losada, 1988) (Fig. 7.10).

Esta estructura fue más grande que lo que abarca actualmente la isla, tenía un relieve entre 2000 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).

El Edificio Antiguo Superior se encuentra sobre flujos basálticos o brechas del Edificio Antiguo Inferior. Algunas veces, particularmente en el área NW de la isla, se mantiene

discordante a las rocas del Edificio Inferior, y muy ocasionalmente se ve directamente en contacto con los afloramientos de Complejo Basal (Ancochea *et al.*, 2006).

### Edificio Joven

El Edificio Joven, tiene una edad de 5.7 a 4 Ma., está formado de flujos de lavas basálticas, traquibasálticas y traquiandesita de más de 1000 m de espesor. Esta estructura, a diferencia del Edificio Antiguo, 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 Antiguo (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 a 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). La primera etapa consiste de 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 cubiertos por vegetación. Tiene una edad de 5.7 a 4.7 Ma. (Ancochea *et al.* 2006). La segunda etapa está formada por basaltos horizontales, traquibasaltos y traquiandesitas que tuvieron un periodo de emisión corto, con edades de 4.6 a 3.9 Ma (Cantagrel *et al.*, 1989).

En la actualidad, existen algunas edades de dataciones radiométricas para las diferentes etapas de crecimiento de la Isla de la Gomera. En el Complejo Basal, Abdel Monen *et al.* (1971) fecha hornos de rocas plutónicas alcalinas con edades de entre 19.8 y 15 Ma, y Cantagrel *et al.* (1984), fecha una intrusión de gabro entre  $15.5 \pm 1.3$  Ma. En contraste, edades menores de entre 9.4 y 8.0 Ma se obtuvieron en el Complejo Basal por Paris *et al.* (2005). Edades radiométricas en el Edificio antiguo arrojan edades entre 10.8 y 5.9 Ma (Feraud, 1981; Cantagrel *et al.*, 1984; Ancochea *et al.*, 2006) y en el Edificio Joven entre 5.7 y 2.8 Ma (Feraud, 1981; Cantagrel *et al.*, 1984; Ancochea *et al.*, 2006).

## 8 Estudio integrado de paleomagnetismo, paleointensidad y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en una polaridad Miocena registrada en una secuencia de lava en La Gomera, Islas Canarias.

### 8.1. Resumen

Se llevaron a cabo experimentos paleomagnéticos, de magnetismo de las rocas y de paleointensidad detallados en una secuencia miocena, formada por 39 flujos de lava que registran una transición de polaridad. La secuencia está ubicada en la isla de La Gomera, en las Islas Canarias, España. Además se llevaron a cabo dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en dos muestras de la secuencia, arrojando edades de  $9.63 \pm 0.06$  Ma en la parte baja y  $9.72 \pm 0.08$  Ma en la parte alta de la secuencia.

Los resultados paleomagnéticos permiten la determinación de la dirección característica de la remanencia (ChRM) en todos los flujos estudiado: Los 25 flujos de la parte inferior de la secuencia muestran polaridad normal, encima de estos, se encuentran 14 flujos que registran la transición de polaridad. Junto con los datos paleomagnéticos de la parte de arriba de la secuencia obtenidos en un trabajo previo (Glen et al, 2008), indican que la inversión registrada en la secuencia de Hermigua corresponde a la transición normal a reversa C4Ar2n a C4Ar3r. Los 25 flujos normales de la parte baja de la secuencia tienen una dirección media de  $D=359.6^\circ$ ,  $I = 42.4^\circ$  ( $N = 25$ ;  $\alpha_{95} = 5.1^\circ$ ;  $k = 33$ ) que concuerda con los valores esperados. Por encima, los 14 flujos muestran un comportamiento direccional transicional irregular, que incluye varias direcciones transicionales, sugiriendo la ocurrencia de un precursor a la transición. Si esto último es tomado en cuenta, la duración máxima estimada para la transición es de 12000 años. La presencia de un agrupamiento de los polos geomagnéticos virtuales en el oeste del Océano Atlántico observado en este trabajo, coincide con registros de transiciones miocenas previos. De manera interesante, esta región corresponde a un centro de flujo radial del campo no dipolar actual.

La dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales, calculada para los 25 flujos con polaridad normal muestran un valor menor a lo esperado, que puede deberse a la proximidad de estos flujos con la transición.



Las determinaciones de paleointensidad se llevaron a cabo usando el método de doble calentamiento tipo Thellier, como fue modificado por Coe (1967). Nueve sitios con un total de 48 muestras fueron analizados, obteniendo resultados satisfactorios en 27 de las 48. Los valores medios de polos dipolares virtuales (VDMs) obtenidos en cada flujo (calculados a partir de la inclinación media de cada colada) están en un rango entre  $1.11 \pm 0.48$  a  $8.63 \pm 0.96 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ . Los flujos que se encuentran cercanos a las direcciones transicionales muestran valores claramente más bajos que lo esperado.

## 8.2. Introducción

Las variaciones en el campo magnético de la Tierra, reflejan el comportamiento de la magnetohidrodinámica del núcleo externo, y de cómo ésta dinámica se ve afectada por sus fronteras con el núcleo interno y el manto. Es por esto que el estudio de estas variaciones puede contribuir a un mejor conocimiento de este proceso del núcleo externo y sus implicaciones. Una de las variaciones más relevantes del campo magnético son las inversiones de polaridad: un cambio de  $180^\circ$  en la dirección del campo dipolar, observado de manera global y promediado en algunos miles de años (Merrill *et al.*, 1996). Durante una transición además del cambio de campo dipolar axial, también se observa una disminución en el valor medio de la intensidad, que se incrementa al establecerse la nueva polaridad (Merrill y McFadden, 1999), haciendo necesario para una correcta caracterización estudiar tanto la dirección como la intensidad del campo.

Registros de datos paleomagnéticos y especialmente de paleointensidad durante las transiciones son escasos. Considerando que muchos estudios se han enfocado en los últimos 5 Ma (particularmente en la transición Brunhes-Matuyama), ésta escasez se hace más evidente para unidades más antiguas. Únicamente algunos estudios paleomagnéticos y de paleointensidad de las transiciones de polaridad se han enfocado en el periodo Mioceno. Una de estas es el estudio que se llevó a cabo en la transición miocena de polaridad inversa a normal, registrada en Steens Mountains, que representa una pieza fundamental ya que aportó un registro vectorial completo de una transición de polaridad geomagnética con un detalle sin precedente (Watkins,

1969; Prevot et al., 1995a,b; Makinen *et al.*, 1985). Otras transiciones miocenas fueron estudiadas por Hoffman, (1986), Leonhardt *et al.* (2002), Jarboe *et al.* (2011), Glen *et al.* (2003), Tong *et al.* (2011) y Fanjat *et al.* (2012).

Aunque las rocas sedimentarias proveen un registro continuo de las paleodirecciones, las características de la magnetización remanente en las rocas sedimentarias puede dificultar la obtención de registros confiables de la variación del campo (Verosub, 1977; Lund and Banerjee, 1979; Thouveny, 1987). La magnetización termoremanente (TRM) de las rocas volcánicas, por otro lado, provee un registro confiable e instantáneo del campo magnético terrestre (p.ej., Prévot *et al.*, 1985). Además de tener la ventaja, de que las rocas volcánicas pueden aportar datos de paleointensidad absoluta.

Este estudio está enfocado en una secuencia de 9.7 Ma (Glen *et al.* 2003) ubicada en la Isla de la Gomera, una de las siete islas de origen volcánico que forman el archipiélago canario.

La secuencia estudiada fue anteriormente muestreada parcialmente por Glen *et al.*, 2003, que reportó datos paleomagnéticos y de paleointensidad de 22 lavas, registrando una transición de polaridad (N-R) o una excursión (R-T-R); el presente trabajo se llevó a cabo con el objeto de estudiar la transición completa y de este modo discernir entre una transición y una excursión, y para analizar el comportamiento del campo durante esta variación de polaridad, motivados por el comportamiento anómalo seguido por la transición reportada.

El análisis detallado del comportamiento de las direcciones y paleointensidades durante la transición, pueden ayudar a establecer la presencia de cambio de larga duración, que pueden interpretarse como una influencia del manto en el geodinamo (Hoffman *et al.*, 2008), así como observar también otras características.

Debe mencionarse también, que a pesar de que existe un gran número de estudios paleomagnéticos en las Islas Canarias (p.ej., Carracedo and Soler, 1995; Tauxe *et al.*, 2000; Guillou *et al.*, 2004; Guillou *et al.*, 2013; Valet *et al.*, 1999; Leonhardt *et al.*, 2002), los datos de paleomagnetismo y especialmente de paleointensidad de La Gomera aún son escasos (Abdel Monen *et al.*, 1972; Glen *et al.*, 2003) a pesar de que el volcanismo y la erosión que existe en la

isla hace que existan una gran cantidad de secuencias de coladas de lava adecuadas para realizar esta clase de estudios.

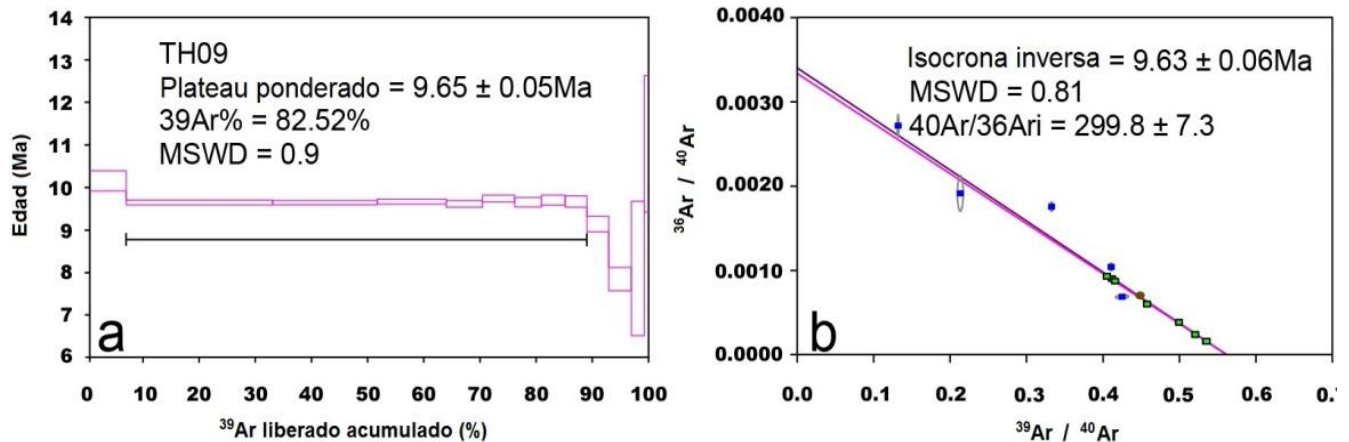
Los resultados obtenidos en este trabajo, contribuirán a incrementar el número de datos de paleointensidad y paleodirecciones tanto de transiciones miocenas, como los existentes en la Isla de la Gomera.

### **Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**

Se seleccionaron dos muestras de los flujos de lava de la secuencia de Hermigua (TH09 y TH33). Las muestras fueron trituradas y tamizadas en malla de 40-80 (380-200um), la masa basal se seleccionó cuidadosamente y se lavó ultrasónicamente con acetona por 20 minutos, se limpió y secó, los minerales separados (3-4mg) se irradiaron a lo largo con los estándares de TCR-sanidino en el Reactor Nuclear 49-2, en Beijing, China por 30 hrs.

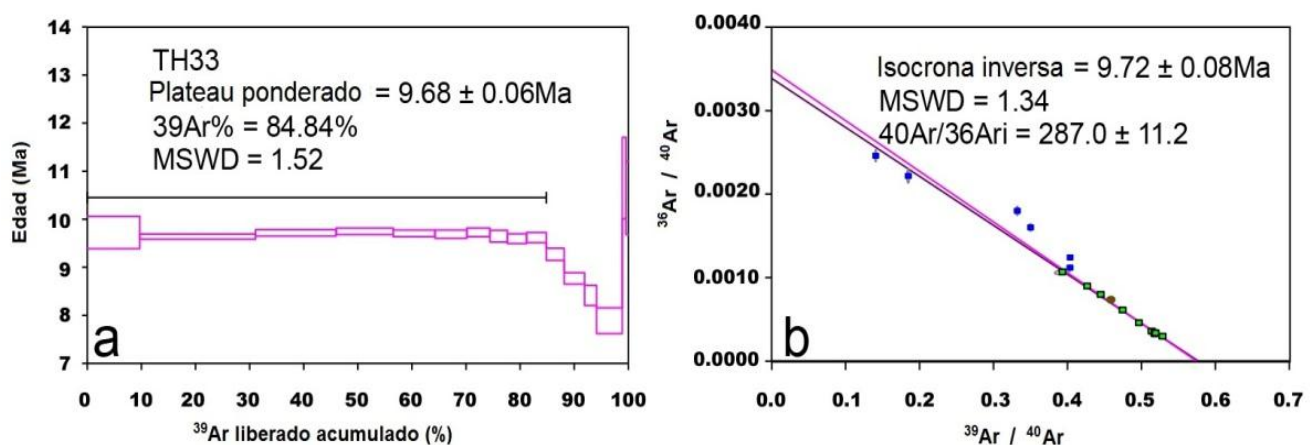
Los experimentos de calentamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se llevaron a cabo utilizando espectrómetro de masa MM5400m operado estáticamente en el Instituto de Geología y Geofísica de la Academia China de las Ciencias (IGGAS). El procedimiento específico de los pasos de calentamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se hizo siguiendo He *et al.* (2004). Los factores de corrección para interferencia de isotopos utilizados fueron  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 8.52 \times 10^{-4}$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.69 \times 10^{-4}$  y  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 3.3 \times 10^{-4}$ . El valor ponderado de J fue 0.00300 para la muestra TH09 y 0.00310 para TH33, el valor de decaimiento constante, utilizado fue  $5.543 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$  (Steiger y Jager, 1977).

Las incertidumbres de la edad fueron principalmente errores externos y errores analíticos. La meseta fue determinada cuando las edades registradas por al menos tres pasos de calentamiento continuos se encontraban dentro del rango de error contabilizado para más del 50% de  $^{39}\text{Ar}$  liberado. Los resultados se enlistan en la tabla 8.1 y en la figuras 8.1 y 8.2, utilizando ArArCALC de Koppers (2002).



**Figura 8.1.** Diagramas de espectro de edades y correlación de isócrona inversa para la muestra TH09 (Diagrama por H.He)

La muestra TH09 (Fig. 8.1) arroja ocho pasos concordantes con 82.52% del total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado, arrojado una edad media ponderada para el plateau de  $9.63 \pm 0.06\text{Ma}$  (MSWD=0.81), con un nivel de confianza de 99% (Fig. 8.1a). La edad de la isócrona inversa es de  $9.63 \pm 0.06\text{Ma}$  (MSWD=0.81) calculada por los ocho pasos, es similar (Fig. 8.1b). Por otra parte, el valor contenido de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $299.8 \pm 7.3$  concuerda con el valor atmosférico de 295.5, e indica que no existe exceso de argón. Por los que la isócrona inversa de  $9.63 \pm 0.06\text{Ma}$  representa la edad de emisión de la lava TH09.



**Figura 8.2.** Diagramas de espectro de edades y correlación de isócrona inversa para la muestra TH33. (Diagrama por H.He)

Las muestras TH09 y TH33 arrojan edades muy similares (considerando sus márgenes de error), indicando que las lavas de toda la secuencia se emitieron en un intervalo de tiempo corto.

<i>Temp</i> ( °C)	$\pm 2s.d.$ ( $10^{-1}$ )	$^{36}Ar/^{40}Ar$ $\pm 2s.d.(10^{-4})$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{39}Ar$ cum(%)	$^{40}Ar^*$ (%)	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	<i>Edad aparente</i> $\pm 2s.d.(Ma)$
<i>TH09, J=0.003000 ± 0.000008</i>							
750	4.25±0.09	6.86±0.22	0.63	6.44	79.7	1.88	10.15±0.24
780	5.35±0.03	1.60±0.07	0.77	26.27	95.26	1.78	9.64±0.06
810	5.35±0.03	1.57±0.08	0.88	18.71	95.33	1.78	9.64±0.05
840	5.21±0.03	2.39±0.11	1	12.38	92.93	1.79	9.66±0.06
860	4.99±0.02	3.84±0.20	1.18	6.48	88.63	1.77	9.60±0.08
900	4.58±0.03	6.00±0.18	1.39	5.76	82.27	1.8	9.73±0.08
940	4.12±0.02	9.01±0.25	1.41	4.79	73.37	1.78	9.64±0.11
980	4.05±0.02	9.29±0.25	1.29	4.24	72.53	1.79	9.69±0.11
1020	4.16±0.02	8.73±0.31	1.45	3.89	74.2	1.79	9.66±0.13
1060	4.11±0.02	10.40±0.46	2.37	3.91	69.25	1.69	9.13±0.18
1100	3.33±0.02	17.56±0.56	15	4.05	48.11	1.45	7.83±0.27
1140	1.32±0.01	27.18±1.31	107.51	2.34	19.69	1.49	8.08±1.59
1170	2.13±0.04	19.14±2.13	117.84	0.74	43.45	2.4	11.02±1.61
<i>TH33, J=0.003100 ± 0.000008</i>							
750	3.93±0.10	10.70±0.29	0.37	9.7	68.37	1.74	9.73±0.34
770	5.29±0.03	3.00±0.07	0.41	21.41	91.1	1.72	9.64±0.05
790	5.14±0.03	3.61±0.08	0.51	14.89	89.31	1.74	9.72±0.07
810	5.18±0.03	3.29±0.13	0.66	10.54	90.27	1.74	9.75±0.07
830	5.18±0.03	3.41±0.13	0.88	7.75	89.92	1.74	9.70±0.07
850	5.19±0.03	3.39±0.17	1.1	5.88	89.98	1.73	9.69±0.09
870	4.97±0.03	4.60±0.19	1.37	4.28	86.39	1.74	9.73±0.09
890	4.75±0.03	6.12±0.29	1.59	3.23	81.89	1.73	9.65±0.12
930	4.45±0.03	8.00±0.21	1.62	3.55	76.35	1.72	9.60±0.10
970	4.27±0.03	8.99±0.22	1.62	3.63	73.42	1.72	9.62±0.11
1010	4.03±0.02	11.20±0.28	2.07	3.32	66.88	1.66	9.27±0.13
1050	4.04±0.02	12.42±0.27	3.14	3.75	63.28	1.57	8.77±0.12
1070	3.50±0.02	16.01±0.43	4.94	2.24	52.67	1.5	8.42±0.21
1110	3.32±0.02	17.99±0.53	11.9	4.76	46.83	1.41	7.89±0.27
1130	1.41±0.01	24.59±0.71	35.6	0.65	27.33	1.94	10.86±0.84
1170	1.85±0.02	22.17±0.84	35.18	0.45	34.49	1.87	10.44±0.76

**Tabla 8.1.** Datos de los pasos de calentamiento  $^{40}Ar/^{39}Ar$  para las muestras TH09 y TH33

La muestra TH33 también arroja un espectro de edades concordante, diez pasos de 84.84% del total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado, dando una edad media ponderada de la meseta de  $9.68\pm 0.06\text{Ma}$  (MSWD=1.52) con un nivel de confianza del 99% (Fig. 8.2a). La edad de la isocrona inversa es  $9.72\pm 0.08\text{Ma}$  (MSWD=1.34), calculada de los diez pasos concordantes, concuerda bien con las edades de la meseta (Fig. 8.2b). El contenido  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $287.0\pm 11.2$  concuerda con el valor atmosférico 295.5, lo que indica que no existe exceso de argón. La edad de la isocrona inversa de  $9.72\pm 0.08\text{Ma}$  representa la edad de emisión de la lava TH33.

#### **8.4. Magnetismo de las rocas**

Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de rocas para encontrar los portadores de la remanencia, determinar el tamaño de grano y obtener información sobre su estabilidad térmica. Se seleccionó una muestra de cada uno de los 39 flujos estudiados para realizar estos experimentos, que incluyen determinación de los parámetros de la curva de histéresis y medición de la magnetización remanente isotermal (IRM). Todas estas mediciones se llevaron a cabo con la Balanza de Translación de Campo Variable en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, España.

Las mediciones se realizaron en el polvo de los especímenes, en cada caso se realizó primero la adquisición de IRM y backfield, luego medición de la curva de histéresis y al final se calentaron las muestras para obtener las curvas de  $M_s$ -T.

También se llevaron a cabo análisis bajo el microscopio óptico y el microscopio electrónico en tres muestras con el objetivo de observar los minerales de mena. Estos experimentos se llevaron a cabo en la Universidad del País Vasco (Bilbao, España).

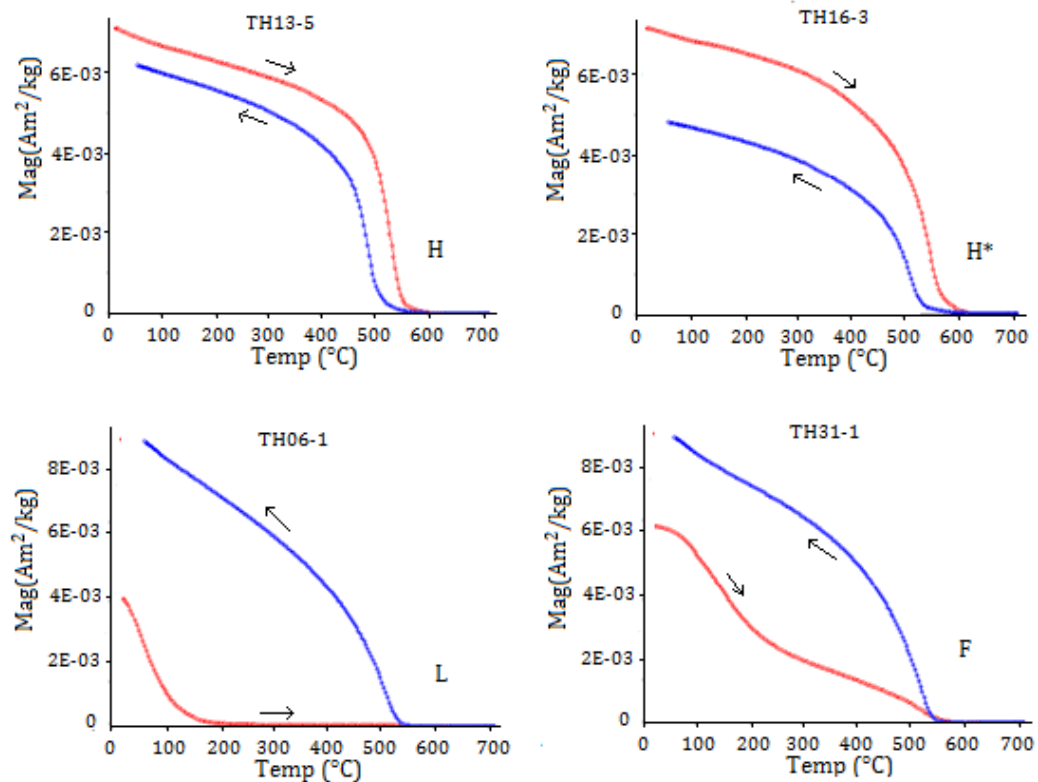
#### **Temperatura de Curie y estabilidad térmica**

Las curvas termomagnéticas se midieron calentando las muestras en aire, hasta 600-700°C y luego se enfriaron a temperatura ambiente. Las temperaturas de Curie ( $T_C$ ) se determinaron usando el método de dos tangentes. (Grommé *et al.*, 1969).

Las muestras tipo H, muestran un comportamiento reversible y una sola fase ferromagnética con una alta temperatura de Curie, cercana a los 580°C, que corresponde a

titanomagnetitas con bajo contenido de titanio o magnetita ligeramente sustituida por Al- o Mg- (Fig. 8.3a). Consideramos reversible una curva, si la diferencia entre la magnetización inicial antes del calentamiento y la magnetización final después del enfriamiento es menor  $\pm 15\%$ . Las curvas tipo H se observaron en trece flujos y a pesar de su alta reversibilidad, las temperaturas de Curie determinadas de las curvas de calentamiento (valor medio  $T_C = 562^\circ\text{C}$ ) fueron moderadamente más altas que las calculadas en la curva de enfriamiento (valor medio  $T_C = 526^\circ\text{C}$ ). Esta discrepancia puede deberse parcialmente a la diferencia entre la temperatura registrada y la temperatura real de la muestra. La disminución en la temperatura de Curie y la magnetización se puede interpretar también como un hecho debido a la difusión del titanio inducido por la temperatura, lo que conduce a un incremento en el contenido de titanio en las titanomagnetitas bajas en titanio (*Soffel, 1975*). Muestras caracterizadas por tener una sola temperatura de Curie alta, tanto en la curva de calentamiento como en la curva de enfriamiento, corresponden a titanomagnetitas bajas en Ti o magnetita sustituida por Al- o Mg-, pero al no poder ser consideradas reversibles en los términos definidos anteriormente se llamaron curvas Tipo H\* (Fig. 8.3b). Trece muestras pertenecen al tipo H y 3 al tipo H\* (Fig. 8.3, Tab.8.2)

Las muestras tipo L, muestran principalmente una sola fase con temperatura de Curie baja (entre  $100^\circ\text{C}$  y  $210^\circ\text{C}$ ) en la curva de calentamiento, que corresponde a titanomagnetita con un contenido de titanio más bien alto ( $x \approx 0.6-0.7$ ). En la curva de enfriamiento sólo se puede reconocer magnetita (Fig. 8.3c). La temperatura de Curie de la curva de enfriamiento se encuentra entre  $520^\circ\text{C}$  y  $550^\circ\text{C}$ . El comportamiento de este tipo de curvas es irreversible y la magnetización final fue en todos los casos mayor que la magnetización inicial. Doce muestras pertenecen a este tipo de curvas irreversibles.



**Figura 8.3.** Curvas de campo contra temperatura (en presencia de aire) en muestras representativas. Las flechas señalan las curvas de calentamiento y enfriamiento.

Las muestras tipo F, se observan en diez casos y están caracterizadas por la presencia de dos fases ferromagnéticas en la curva de calentamiento: una fase con temperatura de Curie baja (170°C a 260 °C) y una fase con temperatura de Curie alta (500°C a 580°C) que corresponde a titanomagnetitas bajas en Ti o magnetita sustituida por Al- o Mg-. La curva de enfriamiento muestra únicamente esta última fase; se observa un comportamiento irreversible (Fig. 8.3d). Un sitio de este tipo de curvas (TH30) muestra tres fase en la curva de calentamiento ( $T_{CH1}=200^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{CH2}=450^{\circ}\text{C}$  y  $T_{CH3}=550^{\circ}\text{C}$ ) y únicamente una en la curva de enfriamiento ( $T_{CC}= 550^{\circ}\text{C}$ )

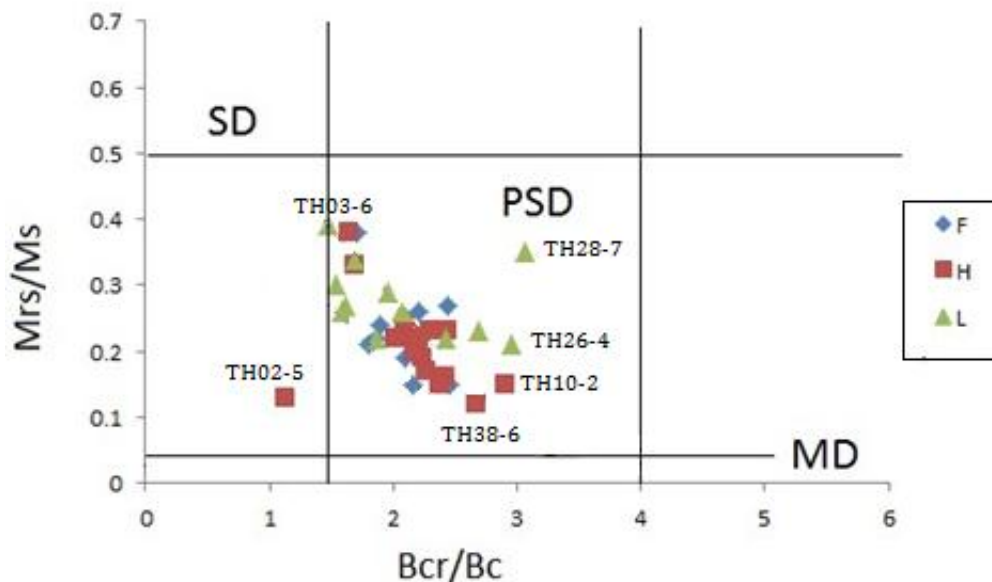
### Experimento de adquisición de IRM e histéresis

Las curvas de adquisición de la magnetización remanente isothermal (IRM) se registraron con un campo aplicado máximo de 1T.



Más del 90% de la saturación de la magnetización (SIRM) se alcanzó con campos aplicados de menos de 200 mT, en todas las muestras excepto un sitio (TH28), y con un campo de 300 mT todas las muestras estaban cerca de la saturación (al menos un 94 % de la saturación) (Tab. 8.2). Estos resultados de IRM apuntan a fases de baja coercitividad como los principales portadores de la remanencia.

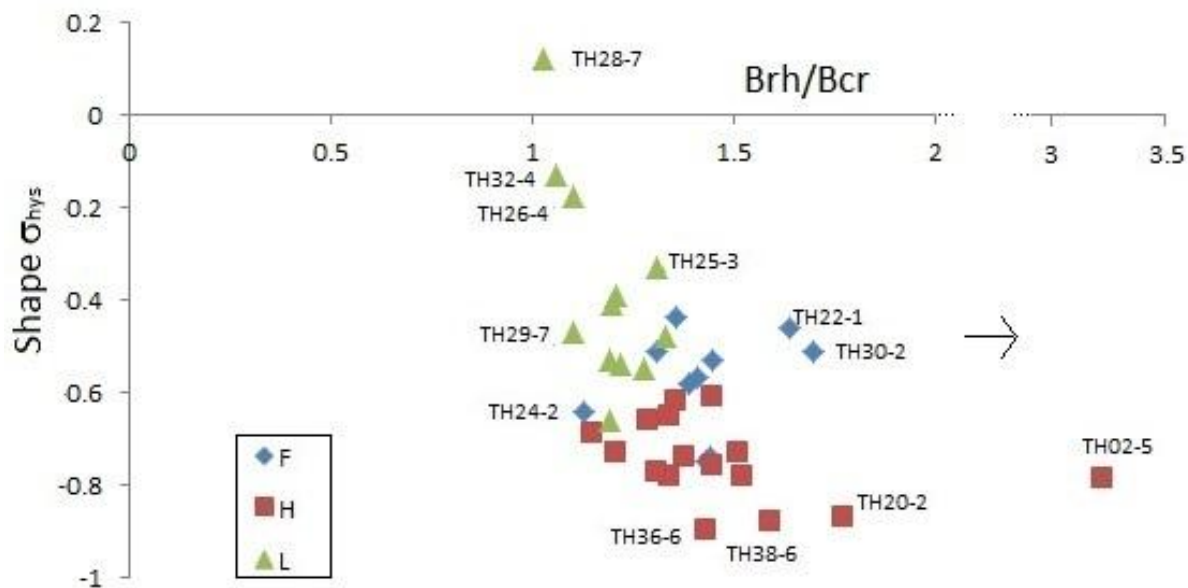
Los parámetros histéresis  $M_S$  (saturación de la magnetización),  $M_{RS}$  (saturación de la remanencia),  $B_C$  (coercitividad) y  $B_{CR}$  (coercitividad de la remanencia) se obtuvieron de las curvas de histéresis y de backfield. El análisis de las mediciones se realizó con el software RockMagAnalyzer 1.0 (Leonhardt, 2006). En el diagrama de Day de los parámetros de histéresis (Day *et al.*, 1977) se observa que todas las muestras excepto una (TH2 que está en el área de dominio sencillo SD del diagrama) se encuentran en el área dominio PSD (dominio pseudo-sencillo) (Fig. 8.4 y Tab. 8.2). Este comportamiento se puede explicar cómo una mezcla partículas de dominio sencillo (SD) y multidominio (MD) (Dunlop, 2002). Si los datos de este estudio se comparan con las curvas teórica del diagrama de Day calculadas para la magnetita (Dunlop, 2002), el porcentaje relativo de partículas MD en la mezcla puede variar en casi todos los casos, aproximadamente entre 20 y 80%.



**Figura 8.4** Gráfica de  $M_{RS}/M_S$  versus  $B_{CR}/B_C$  de muestras de la secuencia de Saro. (Day *et al.*, 1977; modificado Dunlop, 2002).  $M_S$ : saturación de la magnetización;  $M_{RS}$ : saturación de la

remanencia),  $B_C$ : coercitividad y  $B_{CR}$ :coercitividad de la remanencia. Los símbolos representan el de curva termomagnética de los flujos de lava.

Los altos radios de  $M_{RS}/M_S$  son indicativos de la presencia de granos SD o PSD como portadores de la remanencia. Radios  $M_{RS}/M_S$  bajos se observan si existe abundancia de grandes partículas MD o de pequeñas partículas superparamagnéticas (SP). Para complementar la información del diagrama de Day, se usan el parámetro de forma  $\sigma_{HYS}$  y el radio de coercitividades  $B_{RH}/B_{CR}$  (Fabian, 2003) que aportan información adicional sobre el dominio de las muestras estudiadas.  $B_{RH}$  es la coercitividad de la magnetización de remanencia; gráficamente  $B_{RH}$  es el valor positivo del campo donde la diferencia entre las ramas de histéresis superiores e inferiores, disminuye del doble de  $M_{RS}$  a  $M_{RS}$  en un campo  $B=0$ . Los altos radios de  $B_{RH}/B_{CR}$  indican partículas grandes, mientras que los radios  $B_{RH}/B_{CR}$  por debajo de 1 se observan en conjuntos naturales que contienen partículas SP (Fabian, 2003). El parámetro de forma  $\sigma_{HYS}$  fue negativo en todas las muestras, excepto una (TH28-7, caracterizada por una alta SIRM (Tab. 8.2)). La figura 8.5 muestra todas las partículas por encima de en todos los caso, excepto uno, considerando que no existen partículas SP. Debe mencionarse que la muestra TH02-5 presenta un valor de  $B_{RH}/B_{CR}$  significativamente más alto que el resto de las muestras.



**Figura 8.5.** Gráfica del parámetro de forma vs. Parámetro  $B_{RH}/B_{CR}$ .  $B_{RH}$ :coercitividad ;  $B_{CR}$ :coercitividad de remanencia

El parámetro de forma  $\sigma_{HYS}$  aporta una medida cuantitativa relacionada con la forma de la curva de histéresis, con  $\sigma_{HYS} > 0$  se tienen curvas con “cintura de avispa” y  $\sigma_{HYS} < 0$  se tienen curvas tipo “pot-bellied”. Este parámetro es relativamente independiente del tamaño de grano dentro de la región SD-MD, por lo que las variaciones en  $\sigma_{HYS}$  son indicativos de la presencia de granos SP u otras fracciones minerales (Fabian, 2003). La figura 8.5 muestra este parámetro graficado contra el radio  $B_{RH}/B_{CR}$  ratio. Las grandes diferencias observadas en el radio  $B_{RH}/B_{CR}$  de las muestras analizadas puede deberse a su tendencia SD-MD

Sitio	Muestra	Tipo de	Mrs/Ms	Bcr/Bc	S-300	H - T <sub>C1</sub>	H - T <sub>C2</sub>	C -T <sub>C1</sub>	Shape
TH40	TH40-5	H*	0.22	2.2	1	200		550	-0.74
TH39	TH39-8	F	0.15	2.46	0.98	100	570	530	-0.74
TH38	TH38-6	H	0.12	2.67	1	180	550	520	-0.87
TH37	TH37-6	H	0.2	2.18	0.99	210		550	-0.78
TH36	TH36-6	H*	0.17	2.27	1	100		550	-0.9
TH35	TH35-7	H	0.23	2.44	1	180		550	-0.62
TH34	TH34-7	F	0.21	1.8	1	120		560	-0.75
TH33	TH33-2	L	0.26	1.59	0.99	120		540	-0.66
TH32	TH32-4	L	0.23	2.69	0.94	100		550	-0.13
TH31	TH31-1	F	0.22	1.87	1.01	180		530	-0.57
TH30	TH30-2	F	0.15	2.16	1	160		520	-0.51
TH29	TH29-7	L	0.29	1.95	0.99	580		540	-0.47
TH28	TH28-7	L	0.35	3.06	0.94	580		550	0.12
TH27	TH27-4	F	0.26	2.2	0.98	580		520	-0.51
TH26	TH26-4	L	0.21	2.96	0.96	550		500	-0.18
TH25	TH25-3	L	0.22	2.42	0.95	300		510	-0.33
TH24	TH24-2	F	0.38	1.7	0.98	560		540	-0.64
TH22	TH22-	F	0.19	2.09	1.01	560		530	-0.46
TH21	TH21-2	F	0.24	1.89	0.99	580		550	-0.58
TH20	TH20-2	H	0.15	2.37	1	550		520	-0.88
TH19	TH19-2	H	0.16	2.43	0.98	560		540	-0.73
TH18	TH18-2	L	0.3	1.53	0.97	580		520	-0.39
TH17	TH17-2	F	0.27	2.44	1.01	560		510	-0.44
TH16	TH16-3	H*	0.22	2.02	0.97	560		500	-0.77
TH14	TH14-1	H	0.33	1.69	1	560		500	-0.73
TH13	TH13-5	H	0.22	2.09	0.98	560		540	-0.78
TH12	TH12-5	H	0.24	2.1	0.96	560		540	-0.66
TH11	TH11-1	H	0.19	2.23	0.96	200	550	550	-0.76
TH10	TH10-2	H	0.15	2.9	0.97	210	500	540	-0.61
TH09	TH09-5	F	0.25	2.1	1	260	550	540	-0.53
TH08	TH08-3	L	0.26	2.07	0.98	250	550	550	-0.48
TH07	TH07-3	L	0.22	1.86	1.01	200	550	530	-0.54

TH06	TH06-1	L	0.27	1.62	0.99	200	570	520	-0.55
TH05	TH05-3	H	0.38	1.64	1	170	550	550	-0.69
TH04	TH04-2	L	0.34	1.69	0.99	170	560	560	-0.53
TH03	TH03-6	L	0.39	1.48	1	180	580	540	-0.41
TH02	TH02-5	H	0.13	1.13	0.98	570		530	-0.79
TH01	TH01-7	H	0.23	2.3	1	570		510	-0.65

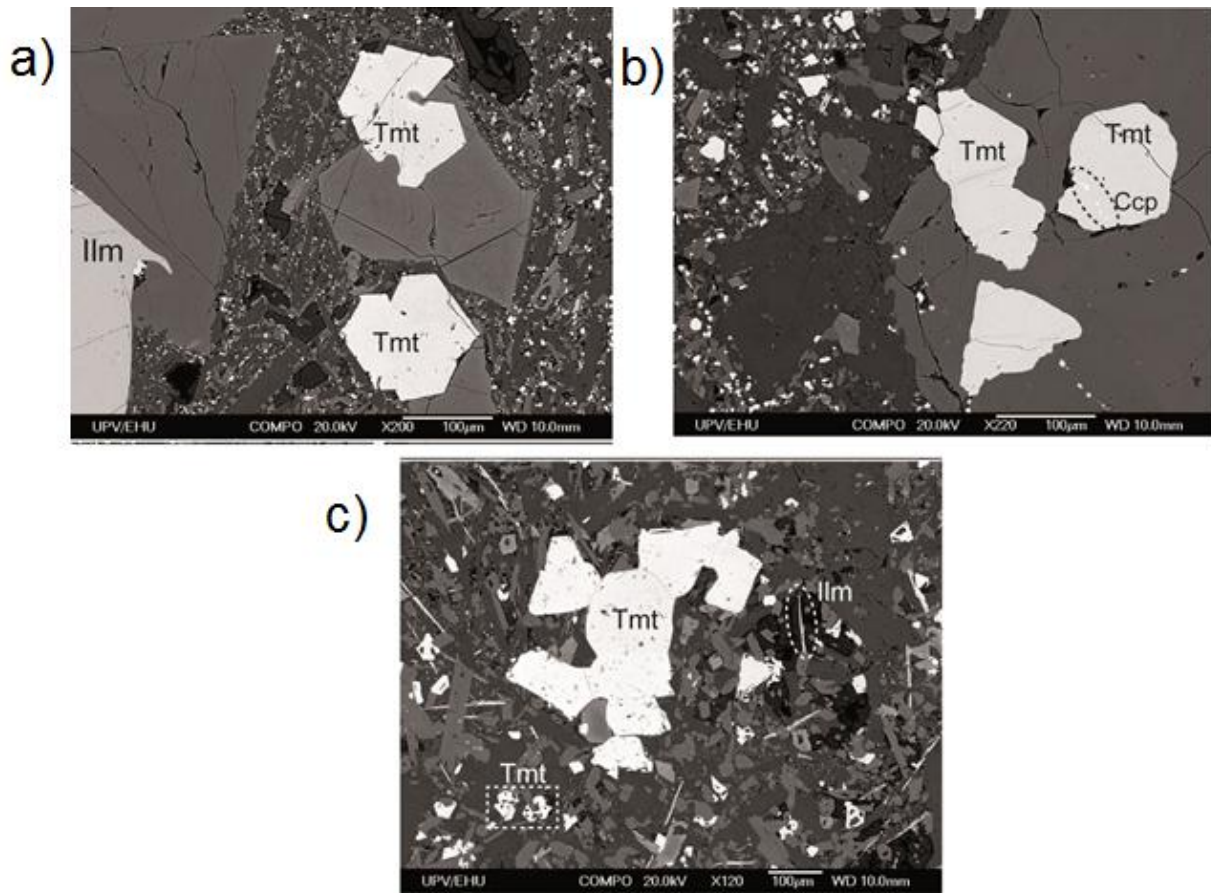
**Tabla 8.2** Resumen de los resultados de magnetismo de rocas de la secuencia de Saro. Flujo; Muestra;  $M_{RS}/M_S$ : saturación remanente vs radio de magnetización de saturación.  $B_{CR}/B_C$ : coercitividad de remanencia vs radio de coercitividad. S-300: % de saturación a 300 mT en las curvas de adquisición de IRM. H -  $T_{CI}$ :  $M_S$ -T curvas termomagnéticas curves,  $M_S$ -T ;  $T_{CI}$ : Temperatura de Curie de la curva de calentamiento;  $T_{C2}$ : Temperatura de Curie de la curva de calentamiento;  $T_{CC}$ : Temperatura de Curie de la curva de enfriamiento;  $\sigma$ ; Parámetro de forma

### Microscopio electrónico

Para complementar el análisis de la composición de minerales magnéticos de los flujos se analizaron tres muestras de la secuencia (TH32-6; TH29-4 y TH13-6) en el microscopio óptico y el microscopio electrónico en la Universidad del País Vasco (UPV/EHU, Bilbao, España).

Se obtuvieron imágenes de retrodispersión y análisis de composición, utilizando el microscopio electrónico de barrido (SEM) JEOL JSM-6400 equipado con un analizador de rayos X (EDX) de energía dispersa (EDX) de Oxford Inca Pentafet X3. El microanálisis de EDX se realizó utilizando señal de electrones retrodispersados (BSE) a 20 kV y una intensidad de corriente de  $1 \times 10^{-9}$  A con una distancia de trabajo de 15 mm.

En la muestra TH32-6 se observa que los cristales de mena muestran distribución bimodal (Fig 8.6a). Por un lado, se observan cristales de gran tamaño, en el rango de 500 a 100  $\mu\text{m}$ . Estos aparecen tanto incluidos dentro de los fenocristales de los silicatos como aislados en la matriz. Estos cristales grandes son ilmenitas y titanomagnetitas, en estas últimas se observa Cr en su estructura. Se observan por otro lado, cristales muy pequeños, con un tamaño menor a 15  $\mu\text{m}$ , que son titanomagnetitas distribuidas en la matriz



**Figura 8.6** Imágenes del microscopio electrónico de tres muestras de la secuencia Tmt: titanomagnetita; Ilm: ilmenita; Ccp: Calcopirita. A) Distribución bimodal de los minerales de mena en la muestra TH32-6. B) Muestra TH29-4: La elipse sombreada resalta la presencia de inclusiones de Ccp en un cristal de Tmt C) Muestra TH 13.6. Dentro del rectángulo sombreado se observa la presencia de cristales esqueléticos de Tmt y la elipse de línea discontinua muestra un cristal acicular de Ilm. (Figuras de Nestor Vegas)

La muestra. TH29-4, también muestra distribución bimodal (Fig. 8.6b). En este caso los cristales grandes son titanomagnetitas, en un rango de 200 a 100  $\mu\text{m}$ . Dentro de estos cristales de titanomagnetita se observan pequeñas inclusiones (menores a 5  $\mu\text{m}$ ) de calcopirita. La otra fracción de minerales de mena, corresponde a minerales pequeños, que tienen tamaño en un rango de 5 a 25  $\mu\text{m}$ , principalmente titanomagnetitas y algunas ilmenitas.

La muestra TH13-6 presenta una variación más amplia de fases y texturas que las otras dos muestras (Fig. 8.6c). Se observan cristales grandes de titanomagnetita, ópticamente homogéneos ( $>300 \mu\text{m}$ ) y una gradación continua de cristales esqueléticos de titanomagnetita con tamaños de 100 a 10  $\mu\text{m}$ . Algunos de los cristales esqueléticos muestran textura de enrejado, con intercrecimientos de ilmenita laminada incluida en la titanomagnetita. Se observa hematita

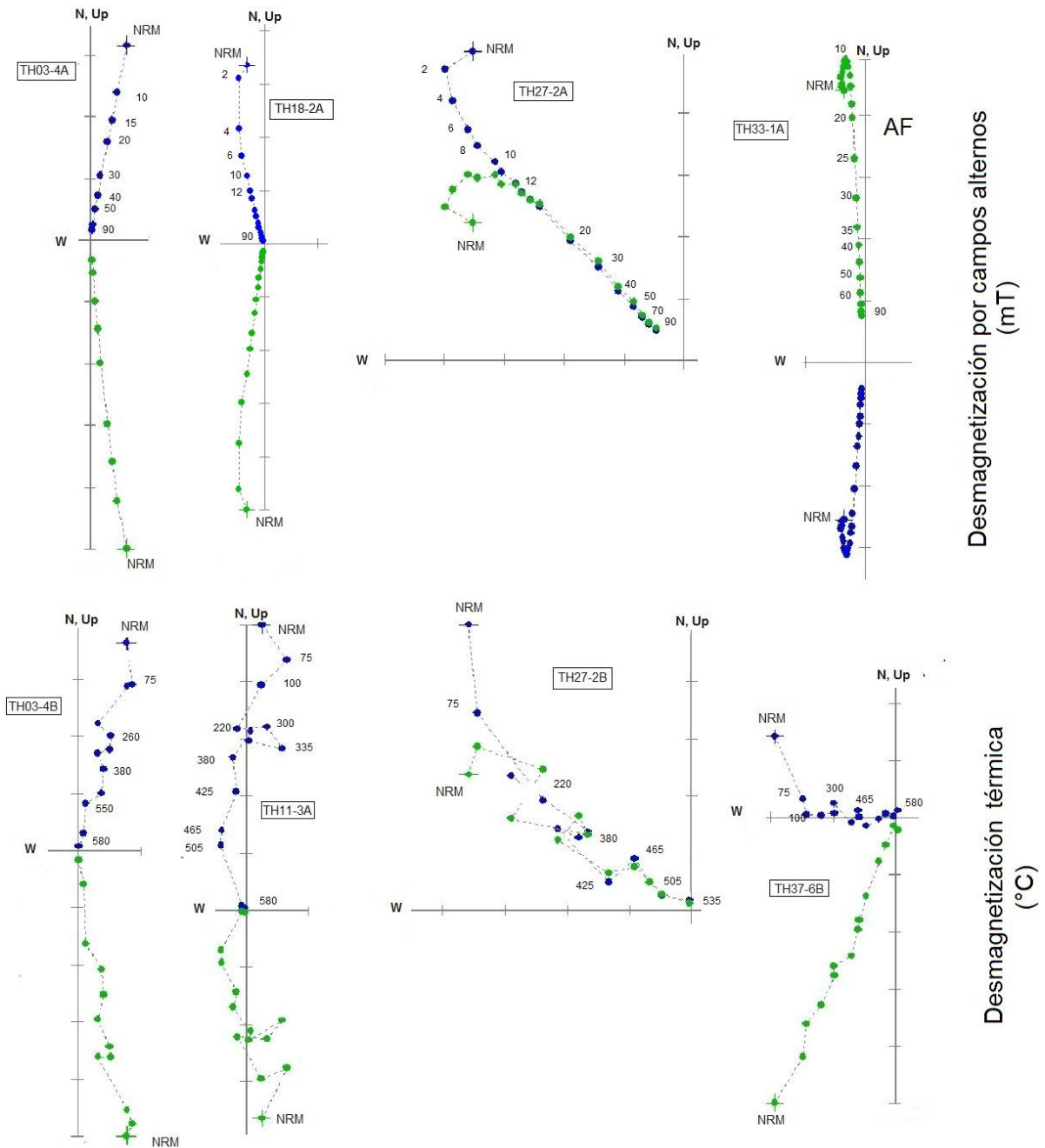
en los alrededores de algunos cristales esqueléticos de titanomagnetita, concentrados alrededor de grietas. Además, se observan cristales aciculares de ilmenita, distribuidos de manera aleatoria en la matriz.

## 8.5. Mediciones paleomagnéticas

Las mediciones paleomagnéticas se llevaron a cabo en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, con un magnetómetro superconductor 2G (con una sensibilidad nominal de  $\sim 10^{-12}$  Am<sup>2</sup>). Se seleccionaron cuatro especímenes de cada flujo como muestras piloto, 2 para desmagnetización por campos alternos (AF) y 2 para desmagnetización térmica. Posterior a esto, se seleccionó el método de desmagnetización más adecuado para cada flujo. Se desmagnetizó un total de 329 especímenes de los 39 flujos de lava; un promedio de 7 muestras por sitio: 205 por AF (Fig.8.7a), y 104 por desmagnetización térmica (Fig. 8.7b). En todos los casos, excepto tres (TH29, TH34 y TH39) se observa una sola componente paleomagnética, que en algunos casos muestra una huella viscosa que fue fácilmente removida con campos débiles o bajas temperaturas (alrededor de 10 mT o 100 – 250 ° C).

Se determinó la dirección de la magnetización característica (ChRM) por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), de 4 a 10 puntos se utilizaron en el análisis de componentes principales.

Se promediaron las direcciones en cada unidad volcánica y se calcularon los parámetros estadísticos asumiendo una distribución fisheriana. A excepción de algunos sitios donde el espesor del flujo era muy delgado y únicamente se tiene 4 muestras por flujo (TH5, TH21, TH23, TH24), al menos se utilizaron 5 muestras ( $N \geq 5$ ) para determinar las direcciones características de cada flujo. Con frecuencia, se desmagnetizó más de un espécimen por muestra. En estos casos, las dos o más direcciones obtenidas de cada espécimen, se promediaron obteniendo una sola dirección por muestra.



**Figura 8.7** Diagramas ortogonales de desmagnetización. La primera fila corresponde a ejemplos de desmagnetización por campos alternos, mientras que la segunda corresponden a desmagnetización térmica. Se observan muestras de diferentes partes de la secuencia: Primera columna, los diagramas corresponden a la misma muestra y diferentes especímenes, desmagnetizados por diferentes métodos. Segunda columna, corresponden a diagramas de muestras dentro de la parte de polaridad de la secuencia. Tercera columna son diagramas de la misma muestra, en este sitio inicia la transición de polaridad. Cuarta columna corresponde a muestras de la parte transicional.

No obstante, se pudo determinar la dirección media característica ChRM de todas las lavas estudiadas, observando direcciones tanto normales como aparentemente transicionales. Con el objeto de distinguir entre direcciones de flujos que reflejan la variación secular y aquellos que corresponden a direcciones transicionales, se calculó su polo geomagnético virtual y se escogió un ángulo de corte entre los dos regímenes. A menudo se adopta un ángulo fijo de 40°(Wilson *et al.*, 1972) o de 45°(Watkins, 1973), para distinguir entre variación secular y direcciones de polaridad intermedia. Utilizando un ángulo de corte de 45° muestra que los 25 flujos de la parte baja de la secuencia muestran direcciones de polaridad normal (TH1-TH26) (Fig. 8.8, Tab.8.3). Por encima de esto, se observa una secuencia de 14 flujos que muestran una fuerte variación en las latitudes de los VGPS. Aunque algunas de las latitudes de los VGP son mayores a 45°, están ubicadas entre flujos claramente transicionales, por lo que se considera que forman parte de la parte transicional de la secuencia, que será descrita más adelante (Fig.8.8, Tab.8 3).

<b>Sitio</b>	<b>N (L+P)</b>	<b>n</b>	<b>D (°)</b>	<b>I (°)</b>	<b>alfa<sub>95</sub> (°)</b>	<b>k</b>	<b>VGP lat (°)</b>	<b>VGPlong (°)</b>
TH40	6	6	266	63.4	11.3	36	16.83	295.31
TH39	7(4+3)	7	269.2	59.7	13.1	25	17.28	290.11
TH38	7	8	306.6	69.3	10.2	36	43.88	300.65
TH37	6	6	262.8	71.3	5.4	157	19.17	306.76
TH36	8	8	277.2	69	12.3	21	26.18	300.52
TH35	8	8	291.6	73.4	4.9	130	34.83	307.38
TH34	9(4+5)	9	183.1	-47.9	8.6	41	-87.15	235.07
TH33	7	8	195.7	-52.5	5.9	106	-75.62	228.76
TH32	7	12	357.5	47.4	4.5	183	87.76	263.99
TH31	8	9	352.5	55.6	5.7	95	79.78	306.37
TH30	7	10	345.4	56.5	5.8	108	74.82	292.64
TH29	8(3+5)	11	332.6	31.1	5.2	137	62.34	234.5
TH28	8	11	327.9	-36	7	64	-32.77	19.27
TH27	8	12	310	-31.8	6.7	69	-23.7	35.87
TH26	9	12	351.9	45.9	4.7	120	82.78	248.1
TH25	9	11	345.5	48	4	168	77.24	260.42
TH24	3	3	356	42.3	4.1	888	84.88	208.14
TH23	3	3	354.1	41	11.2	122	82.95	213.05
TH22	8	12	349.8	39.7	5.9	90	79.23	223.91
TH21	4	4	344.2	45	4.9	353	75.89	250.18
TH20	5	6	348.5	47.6	6.7	132	79.87	258.84
TH19	7	7	336.5	59.2	10.9	32	67.31	290.46

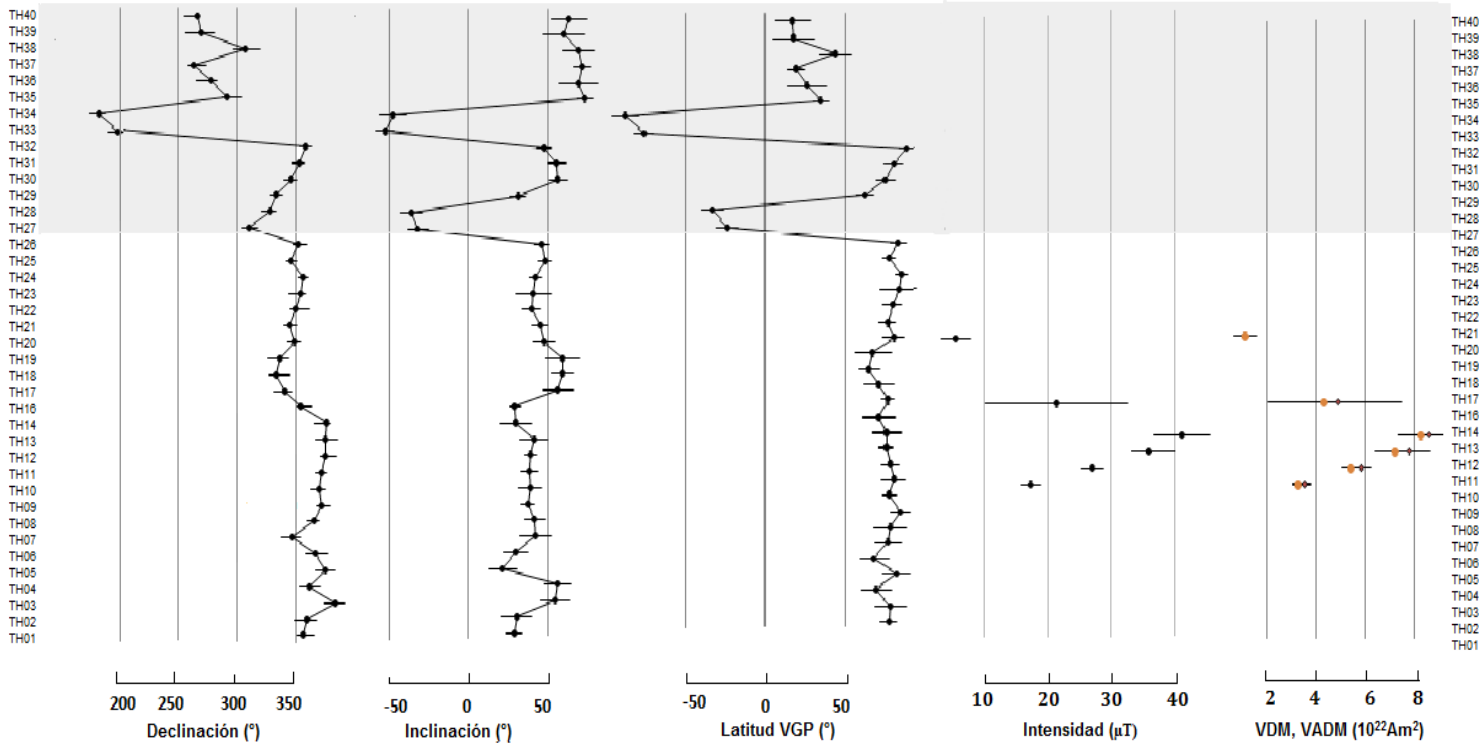


TH18	7	8	333.3	59.4	6.8	80	64.96	288.67
TH17	10	11	339.8	56.5	9.5	27	70.83	285.78
TH16	7	9	353.7	29.3	3.6	288	76.25	189.23
TH14	8	8	15.4	29.5	10.1	31	71.17	110.5
TH13	6	6	14.9	41.1	8.9	57	75.85	88.24
TH12	6	10	14.9	39.2	4.1	266	75.28	93.29
TH11	7	10	11.4	38.5	5.5	122	77.83	102.23
TH10	7	10	8.9	38.8	7.3	69	79.82	108.54
TH09	9	10	11.6	37.2	4.2	148	77.15	105.12
TH08	8	11	5.1	41.7	6.4	77	83.84	113.61
TH07	9	8	346.9	42.1	10.3	26	77.65	237.84
TH06	7	5	6.3	29.7	8	58	76.47	136.01
TH05	4	5	15.1	21.3	8.9	108	67.81	120.22
TH04	6	6	1.2	56	8.6	61	81.52	349.38
TH03	6	11	22.8	54.5	9.2	54	69.44	47.48
TH02	6	9	358.5	30.2	9.6	50	78.02	169.79
TH01	7	9	356.1	28.7	5	145	76.68	179.38

**D=359.6°, I = 42.4° (N = 25;  $\alpha_{95}$  = 5.1°; k = 33)**

**Tabla 8.3** Direcciones paleomagnéticas medias. Sitio; número de sitio; N: número de muestras (núcleos) usados para la determinación de las direcciones paleomagnéticas; n: número de especímenes desmagnetizados. D: Declinación; I: Inclinación;  $\alpha_{95}$  y k: radio de 95% confianza y parámetro de precisión de la estadística of Fisher, VGP Long/ VGP Lat: Longitud/Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) position. Al final de la tabla se muestran la dirección media de la parte de la secuencia con polaridad normal

Los 25 flujos de polaridad normal de la parte baja de la secuencia (TH1-TH26) arrojan una dirección media de  $D=359.6^\circ$ ,  $I = 42.4^\circ$  ( $N = 25$ ;  $\alpha_{95} = 5.1^\circ$ ;  $k = 33$ ) (Fig.8.8). El polo paleomagnético obtenido de estos 25 flujos de polaridad normal es  $\lambda= 181.2^\circ\text{E}$  de longitud y  $\varphi= 87.1^\circ\text{N}$  de latitud ( $N = 25$ ;  $A_{95} = 5.3^\circ$ ;  $K = 31$ ). Si se compara con el polo obtenido de la curva de deriva polar aparente (APWP) para 10 Myr para África, obtenida por Besse y Courtillot, 2002 (longitud  $\lambda= 160.8^\circ\text{E}$ , latitud  $\varphi = 86.0^\circ\text{N}$ ;  $A_{95} = 2.0$ ;  $K = 95.8$ ), se observa un ajuste muy bueno entre los dos polos; muestran una distancia angular de solamente  $\Delta = 1.6^\circ$ .



**Figura 8.8.** Esquema que muestra los resultados paleomagnéticos y de paleointensidad. Declinación; Inclinação; VGPlat; Intensidad; VDM y VDAM. La zona en gris corresponde a la parte transicional de la secuencia

## 8.6. Determinaciones de paleointensidad

Las determinaciones de paleointensidad se llevaron a cabo usando un método tipo Thellier de doble calentamiento (Thellier y Thellier, 1959) como fue modificado por Coe (1967), en el laboratorio de la Universidad de Burgos, en España. Se utilizaron especímenes pequeños (0.9 cm de diámetro y de 1 a 2.5 cm de largo) submuestreados de los especímenes estándar ya orientados. El calentamiento y enfriamiento se llevó a cabo en el horno ASC TD-48 de paleointensidad, en atmósfera de argón para evitar oxidación. Cuando las muestras llegaban al pico de temperatura después del calentamiento, se mantenían por algunos minutos en esta temperatura máxima, después se apagaba el horno y las muestras se enfriaban de manera natural por algunas horas. En los pasos “con campo”, el campo de laboratorio se mantuvo encendido durante todo el experimento. Las determinaciones de la paleointensidad se llevaron a cabo en 15 pasos de temperatura, entre la temperatura ambiente y 570°C, temperatura a la cual la

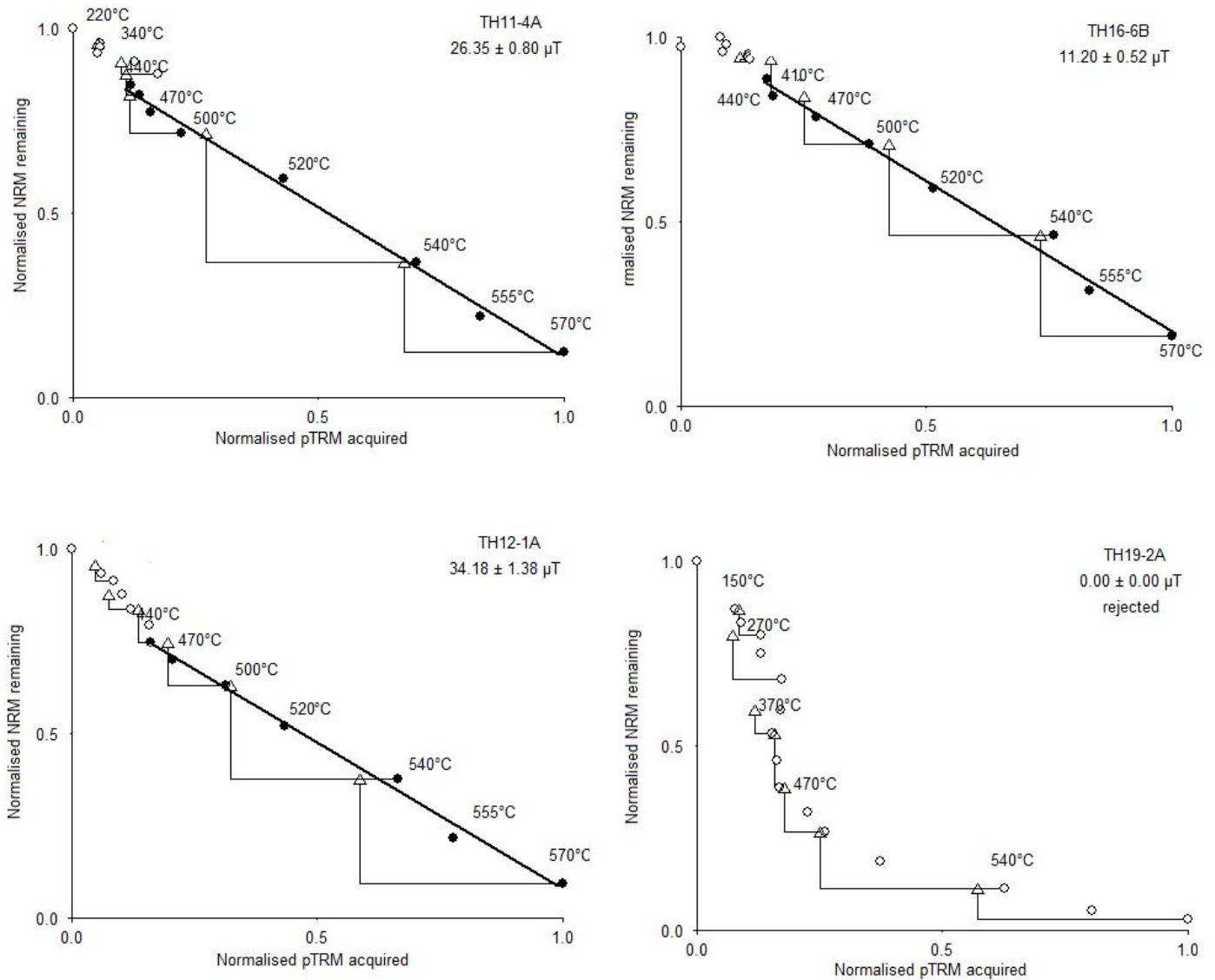
magnetización de la mayoría de los especímenes era removida por completo. La temperatura de reproducibilidad entre dos calentamientos a la misma temperatura fue de 3°C, la intensidad del campo de laboratorio aplicado fue de 40  $\mu\text{T}$  (escogido cerca de la paleointensidad esperada) y se pudo mantener con una precisión mejor a 0.1 $\mu\text{T}$ . Durante el experimento, se llevaron a cabo varios controles de calentamiento: Siete pTRM-checks (p.e. Thellier y Thellier, 1959) y tres PTRM tail-checks (Yu y Dunlop, 2003).

Se utilizaron los resultados de paleomagnetismo y magnetismo de rocas para determinar los flujos más adecuados para la determinación de paleointensidad. Para que una muestra se considerara adecuada para las determinaciones de paleointensidad tuvieron que cumplir con a) mostrar una sola componente en el proceso de desmagnetización y b) mostrar un comportamiento reversible en las curvas termomagnéticas. La aplicación de estos criterios arrojó 9 sitios (TH2, TH10, TH11, TH12, TH13, TH14, TH16, TH19 y TH20) con 48 muestras. Las determinaciones de paleointensidad se llevaron a cabo con ayuda del software ThellierTool4.0 software (Leonhardt *et al.*, 2004a).

Para que una determinación de paleointensidad fuera considerada confiable debía cumplir con un conjunto de parámetros respecto a la calidad del experimento, la ocurrencia de alteraciones y la presencia de magnetización remanente asociada a MD. Los parámetros son: (i) En el diagrama NRM–pTRM el número de puntos alineados  $N \geq 5$ , sin considerar los datos anulados por corresponder a magnetización viscosa (VRM) adquirida en el sitio, y segmento de temperatura para el análisis de paleointensidad debió coincidir con el rango de temperatura de la remanencia característica de la muestra. (ii) El factor de fracción de NRM  $f$  (Coe *et al.*, 1978)  $\geq 0.5$ , determinado de un segmento seleccionado del diagrama de Arai. El factor de fracción es referido a la llamada NRM verdadera, que es la intersección entre el ajuste y el eje y (Leonhardt *et al.*, 2004a). (iii) El radio  $b$  (error estándar/pendiente absoluta de la línea de mejor ajuste del diagrama de Arai)  $\leq 0.1$ . (iv) El factor de calidad  $q$  (Coe *et al.*, 1978)  $\geq 5$ . (v) Valor del DRAT, (Selkin y Tauxe, 2000) de pTRMchecks  $< 15^\circ$ . El DRAT, es la diferencia entre el pTRM check y el valor original TRM a una determinada temperatura, dividida entre la longitud del segmento del diagrama de Arai usado para la determinación de la paleointensidad. (vi) Los resultados de paleointensidad obtenidos de los diagramas NRM–pTRM no deben tener forma cóncava, debido

a que en esos casos es probable que la remanencia este asociada a la presencia de granos multidominio. (Levi, 1977). En el presente estudio eso fue constatado visualmente.

En algunas muestras puntuales los valores se encontraban ligeramente fuera de los parámetros establecidos, éstas determinaciones se tomaron en cuenta debido a que el valor que proporcionaba es coherente con el esperado.



**Figura 8.9** Diagramas que muestran algunos ejemplos de la determinación de paleointensidad. Graficas NRM-TRM de muestras con resultados satisfactorios: a) TH11-4A, b) TH16-6B y c) TH12-1A, así como una determinación no satisfactoria d) TH19-2A

27 de las 48 muestras medidas mostraron resultados satisfactorios, con una tasa de éxito de 56%. Los valores medios de paleointensidad de cada flujo van de  $5.57 \pm 2.39$  a  $41.10 \pm 4.43 \mu\text{T}$ , (Fig. 8.9a, b, c) y los momentos virtuales dipolares (VDM) medios para cada flujo (calculados con la inclinación media del flujo), varían entre  $1.11 \pm 0.48$  y  $8.63 \pm 0.96 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ . (Tabla 8.4). Los sitios TH2, TH14 y TH19 se consideraron como determinaciones no exitosas debido a una clara forma cóncava asociada con un comportamiento MD (Fig. 8.9d). Los granos multidominio como portadores de la magnetización no cumplen con las leyes de Thellier de la reversibilidad (Thellier, 1941; Levi, 1977) por ejemplo, porque las temperaturas de bloqueo y desbloqueo de los espectros no son idénticos en los granos multidominio.

Sitio	Tmin (°C)	Tmax (°C)	N	f	g	q	sd/sl	DRAT(°)	MAD(°)	F± ΔF(μT)	FMF± ΔFM(μT)	M (E22 Am <sup>2</sup> )	MM ± ΔM (E22 Am <sup>2</sup> )
TH20-1A	500	570	5	0.52	0.59	3.4	0.09	17.2	11.9	2.47±0.23	5.57±2.39	0.49	1.11±0.48
TH20-2B	410	570	8	0.76	0.77	5.3	0.10	10.2	13.9	4.86±0.5		0.97	
TH20-3B	470	570	6	0.63	0.74	7.1	0.07	8.9	3.2	9.12±0.6		1.82	
TH20-4A	440	570	7	0.8	0.77	7.3	0.08	4.2	11.9	5.84±0.49		1.16	
iTH19-7A	410	570	8	0.81	0.8	8.3	0.08	9.34	15.1	6.09±0.48		1.05	
TH16-3A	470	570	6	0.55	0.79	4.7	0.09	4	11	39.77±3.68	21.47±11.24	9.35	4.89±2.0
TH16-44	410	570	8	0.71	0.84	11.5	0.05	16.8	7	17.8±0.92		4.19	
TH16-6B	410	570	8	0.67	0.83	12	0.05	7.1	13.5	12.81±0.59		3.01	
TH16-7A	440	570	7	0.66	0.82	7.5	0.07	10.9	14.6	12.83±0.94		3.02	
TH16-9B	440	570	6	0.66	0.76	5.6	0.09	11.2	5.9	24.13±2.17		5.67	
TH13-1A	370	540	7	0.50	0.73	6.4	0.06	7.5	4.2	47.2 ± 2.63	41.10±4.43	10.07	8.63±0.96
TH13-2A	270	570	12	0.97	0.77	20.8	0.04	8.4	10.6	35.7±1.27		7.62	
TH13-3A	410	570	8	0.84	0.74	10.6	0.04	14.6	7.9	43.03±2.52		8.45	
TH13-4A	370	540	7	0.52	0.72	6	0.06	5.1	3.5	39.32±2.45		8.39	
TH13-5A	410	570	8	0.73	0.8	9.3	0.06	10.4	3.4	43.68±2.75		9.32	
TH12-1A	440	570	7	0.75	0.05	15.1	0.04	7.2	10.5	34.18±1.38	37.77±3.95	8.02	8.79±0.8
TH12-2A	410	570	8	0.77	0.81	12.2	0.05	7.5	5.2	34.57±1.75		6.63	
TH12-3A	440	570	7	0.72	0.76	7.2	0.07	11.9	14.3	39.30±2.07		8.59	
TH12-5A	180	540	12	0.6	0.76	5.5	0.08	2.6	5	41.44±3.41		9	

TH11-2A	310	570	11	0.76	0.82	15.5	0.04	5	13.6	28.58 ± 0.9	27.07 ± 1.76	6.25	5.88 ± 0.3
TH11-3A	310	570	11	0.83	0.82	21	0.03	3.2	7	25.05 ± 1.31		5.47	
TH11-4A	20	570	14	0.89	0.84	19.4	0.04	5.5	9.3	25.32 ± 0.98		5.53	
TH11-6A	440	540	5	0.55	0.67	24.6	0.01	6.4	8.7	28.68 ± 0.42		6.27	
TH11-7A	440	570	7	0.76	0.76	16.1	0.04	6.1	4	27.71 ± 0.99		6.06	
TH10-2A	440	570	7	0.81	0.75	11.2	0.05	7.3	3.8	17.13 ± 0.9	17.28 ± 1.54	3.73	3.56 ± 0.3
TH10-3B	410	570	8	0.86	0.75	16.3	0.04	9	2.6	15.77 ± 0.6		3.44	
TH10-7B	410	555	7	0.82	0.76	28.4	0.02	6.8	7.9	14.85 ± 0.3		3.24	
TH10-8A	370	570	9	0.86	0.78	11.3	0.06	9.1	6.9	17.67 ± 1.1		3.85	

**Tabla 8.5** Resultados de las determinaciones de paleointensidad. *Sitio*: Flujo estudiado; *T<sub>min</sub>*, *T<sub>max</sub>*; temperatura mínima y máxima utilizada para la determinación; *N*; número de mediciones utilizadas para la determinación; *f*: factor de fracción; *g*; *q*: parámetro de calidad; *sd/sl*: desviación estándar entre pendiente; *DRAT*: diferencia entre los chequeos; *MAD*; *F* ±  $\Delta F$ : valor de paleointensidad de la muestra y su margen de error; *FMF* ±  $\Delta FM$ : valor de paleointensidad media por flujo y su margen de error; *M*: momento virtual dipolar de la muestra; *MM*: momento virtual dipolar medio por flujo y su margen de error

## 8.7 Discusión de resultados

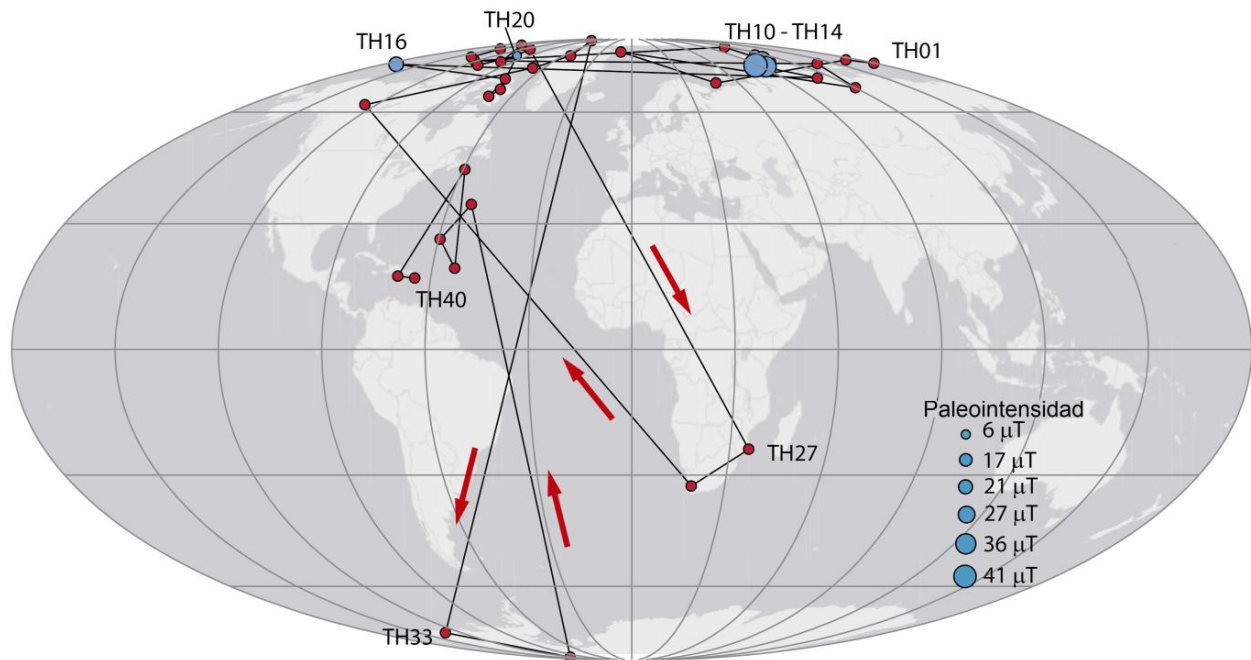
### Patrones de VGPs durante la transición

Como se mencionó anteriormente, los 25 flujos inferiores de la sección de Hermigua, presentan inequívocamente polaridad normal. Por encima de estos, se observan 14 flujos que muestran un comportamiento direccional más irregular (Tab. 8.3, Fig. 8.8). De abajo hacia arriba, primero se observan dos flujos claramente transicionales (TH27 y TH28) con latitudes de VGP muy bajas. Son seguidos, por cuatro flujos de polaridad normal en los que la latitud de VGP se incrementa gradualmente de abajo hacia arriba de 62° a 88°. Estos flujos están seguidos por dos flujos con polaridad normal. En la parte superior del todo, se observan seis flujos con polaridades claramente transicionales.

Observando los sitios de muestreo en campo, se puede concluir que el sitio superior muestreado en este estudio (TH40) puede corresponder al último sitio transicional muestreado por Glen *et al.*, (2003). La parte de debajo de la secuencia analizada en el presente estudio, consiste de 25 flujos de polaridad normal, que están por debajo de los 14 flujos transicionales. Por otro lado, la parte superior de la secuencia, que no ha sido analizada en este estudio, fue

estudiada previamente por Glen *et al.*, (2003), obteniendo polaridades inversas en esos flujos superiores. La secuencia completa registra una transición de polaridad normal a inversa. La transición aparece registrada en catorce flujos (TH27-TH40) mostrando un comportamiento direccional anómalo: dos flujos encima del inicio de la transición, se recupera la polaridad normal e inmediatamente es seguida por polaridad inversa y nuevamente flujos transicionales, que a una especie de precursor y rebote. Este comportamiento de las transiciones se ha observado en varios registros de rocas volcánicas (Valet *et al.*, 2012)

En la figura 8.10 se observa el patrón seguido por los VGPs en todos los flujos durante la transición normal a inversa, registrada en la secuencia de Hermigua, así como el valor de la paleointensidad del campo, asociado con la posición del polo correspondiente.



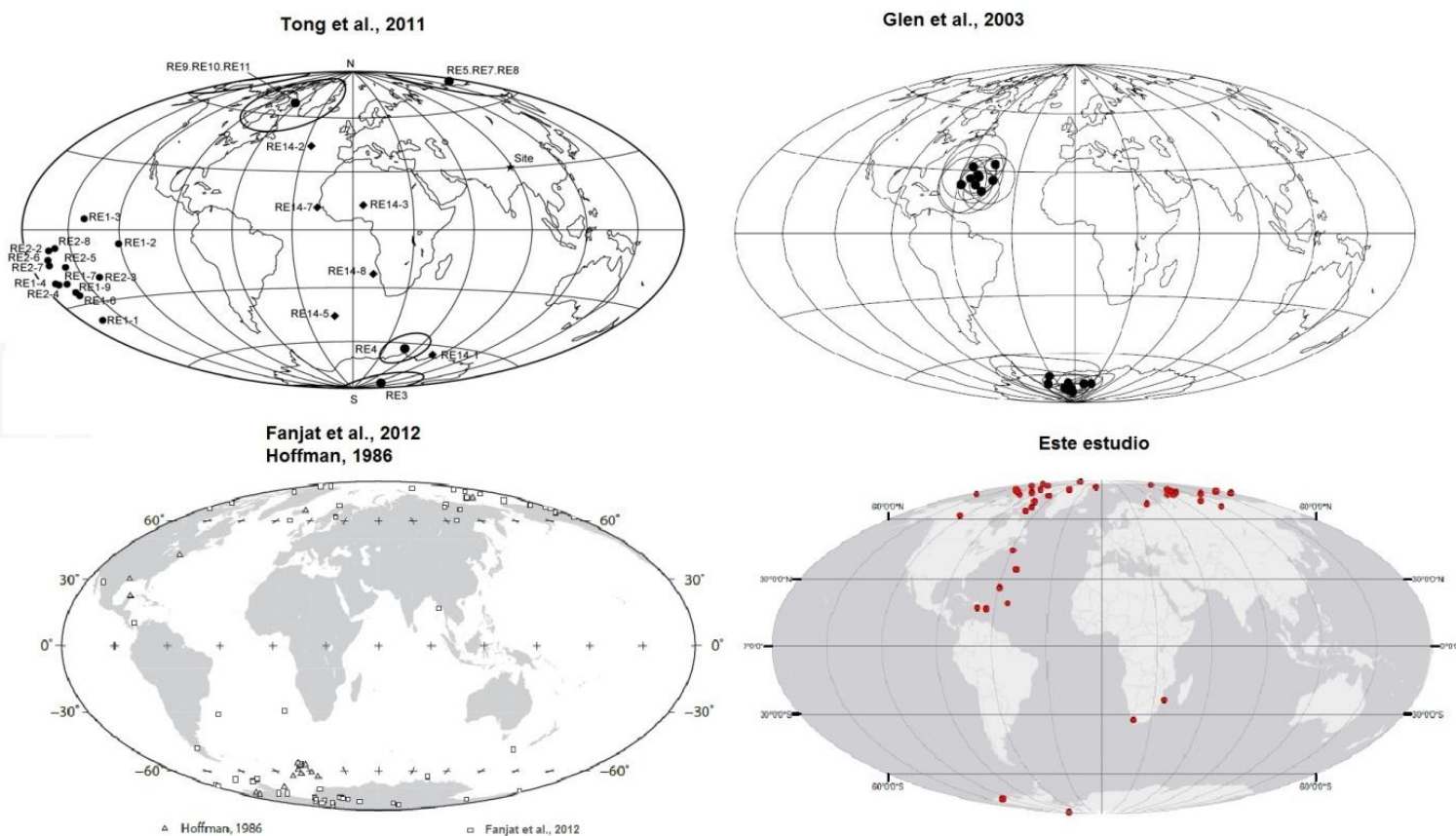
**Figura 8.10** Patrón seguido por los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de los 39 flujos de la secuencia. Las flechas muestran el orden de la trayectoria seguida. En círculos azules se muestran los valores de las determinaciones de paleointensidad obtenidas.

En la parte baja de la secuencia, se reconocieron 25 flujos con polaridad normal, con un polo con latitud  $\varphi = 87.1$  N. Los VGPs de esta parte de la secuencia (TH01-TH26), están claramente ubicados en altas latitudes en diferentes longitudes (Fig. 8.10). Después se observan

dos flujos transicionales (TH27-TH28) ubicados en el sur de África, después de los cuales los VGPS regresan a altas latitudes norte, cerca de Groenlandia, posteriormente viajan a altas latitudes sur (TH32-TH33). Los VGPs de los seis flujos siguientes de la secuencia muestreada (TH34-TH40) se encuentran en el hemisferio norte, en el Océano Atlántico (Fig. 8.10)

Diversos autores reportan la presencia de agrupamientos y patrones de VGPs que pueden estar derivados de la influencia del manto (p.ej. Hoffman *et al.*, 2008). Comparando los resultados obtenidos en este trabajo con registros previos de transiciones miocenas (Fig. 8.11), se observa cierta concordancia. La figura 8.11a, muestra una transición miocena de aproximadamente 14 Ma, registrada en China (Tong *et al.*, 2011). La figura 8.11b corresponde la secuencia de Akoara de 9.37 Ma (Timm *et al.*, 2009), estudiada por primera vez por Evans (1970), remuestreada por Hoffman (1986) y recientemente muestreada de nuevo por Fanjat *et al.* (2012). La figura 8.11c muestra los VGPs reportados por Glen *et al.*, 2003 en la secuencia de Hermigua (la misma zona de estudio que en este trabajo) y la figura 8.11d, muestra los VGPs obtenidos en el presente trabajo. Se observa la presencia de agrupamientos de los VGP en el oeste del Océano Atlántico (Glen *et al.*, 2003, Linder and Leonhardt, 2009, Fanjat *et al.*, 2012 y este trabajo) coincidentes con la región observada por Hoffman (Hoffman 1992, Hoffman *et al.*, 2008) que corresponde a una zona de flujo radial en el campo no dipolar actual. Se observan otras zonas de coincidencia en los patrones de VGP por ejemplo en el sur África (Tong *et al.*, 2011).





**Figura 8.11.** Distribución de los VGP durante diversas transiciones de polaridad miocenas registradas en secuencias de rocas volcánicas a) China, 14 Ma (Tong *et al.*, 2011) b) Secuencia Akaora, Nueva Zelanda, 9.37 Ma (Timm *et al.*, 2011) (Hoffman, 1986, Fanjat *et al.*, 2012). Secuencia de Hermigua, 9.7 c) (Glen *et al.*, 2003) d) Este trabajo.

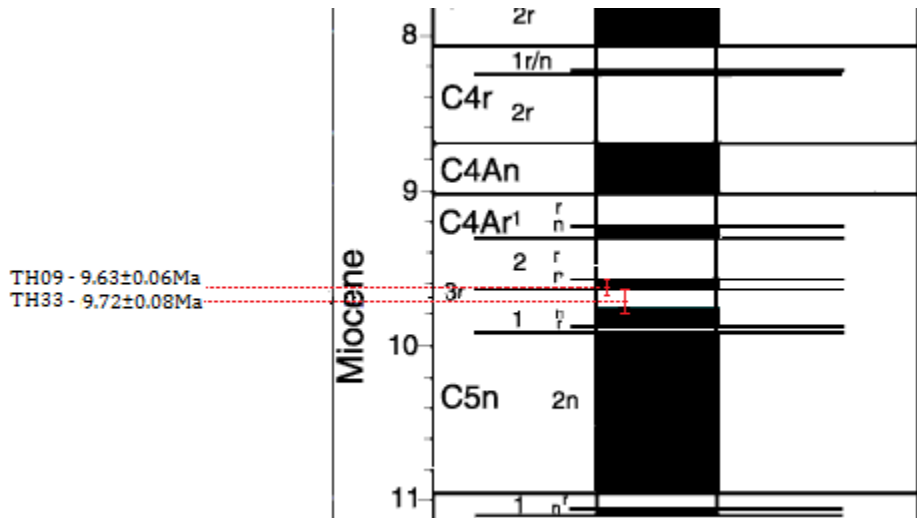
### Edad y duración de una transición de polaridad

En este estudio se obtuvieron dos nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en dos flujos de la secuencia de Hermigua: TH09 con  $9.63 \pm 0.06$  Ma y TH33 con  $9.72 \pm 0.08$  Ma. El flujo TH33 está ubicado en la parte transicional de la secuencia y el TH09 está en la parte baja, en la parte de polaridad normal. En un trabajo previo, Glen *et al.*, (2003) obtuvieron dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en la misma secuencia, en el flujo 96GLA1, que se encuentra por encima del último flujo muestreado en este estudio;  $9.60 \pm 0.09$  Ma en el flujo 96LG02, que corresponde al flujo TH31 de nuestro estudio;  $9.73 \pm 0.08$  Ma en el flujo 96LG15 que probablemente corresponde al flujo TH17 de este estudio y  $9.72 \pm 0.11$  Ma en el flujo 96GLG20, que corresponde a un flujo localizado entre los flujos TH13 y TH16 del presente estudio.

Entre la edad obtenida en la muestra 96GLA1 en el flujo superior muestreado por Glen *et al.* (2003), que es considerado no confiable por los autores debido a una componente inicial con exceso de  $^{40}\text{Ar}$ , las otras cinco edades obtenidas en el presente estudio y por Glen *et al.* (2003) muestra edades muy similares, indicando que toda secuencia se emitió en un intervalo de tiempo relativamente pequeño. Si se toman en cuenta las determinaciones disponibles más arriba y más abajo en la secuencia (TH09 con  $9.63 \pm 0.06$  Ma y TH33 con  $9.72 \pm 0.08$  Ma), se tiene un intervalo máximo de 50 ka entre la emisión de los dos flujos. Este intervalo de tiempo puede corresponder al tiempo transcurrido en la emisión de 24 flujos (el flujo TH15, aunque no fue muestreado, forma parte de la secuencia), lo que implicaría una tasa de erupción media de aproximadamente un flujo cada 2000 años

Como se mencionó antes, el análisis de los sitios muestreados indican que el flujo superior muestreados en este estudio (TH40) corresponden ultimo flujo transicional muestreado por Glen *et al.* (2003). Esto implica que la transición de polaridad reflejada en resultados direccionales debió haber durado un máximo de 30000 años. Si la parte inicial del registro anómalo direccional es considerado un precursor de la transición de polaridad definitiva y solo los flujos superiores, claramente transicionales, son considerados para la estimación de la duración, se tiene un largo de aproximadamente 12 000 años para este intervalo. Y considerando la presencia de un precursor y un rebote, se estima una duración de la transición de aproximadamente 2000 años que comparado con otras transiciones. Estas estimaciones se pueden comparar con otras transiciones registradas cerca de la zona de estudio: Leonhardt *et al.* (2002), estimaron una duración de 4 kyr para una transición Miocena de 14 Myr registrada en Gran Canaria, mientras que, en general la duración estimada para la transición Brunhes-Matuyama está en un intervalo entre 1 y 12 kyr (Merrill and McFadden, 1999 y referencias ahí contenidas).

Las edades obtenidas en el presente estudio y por Glen *et al.* (2003) indican que la transición registrada en la secuencia de Hermigua, es la transición de polaridad normal a inversa C4Ar2n a C4Ar3r (Gradstein *et al.*, 2004) (Fig. 8.12)



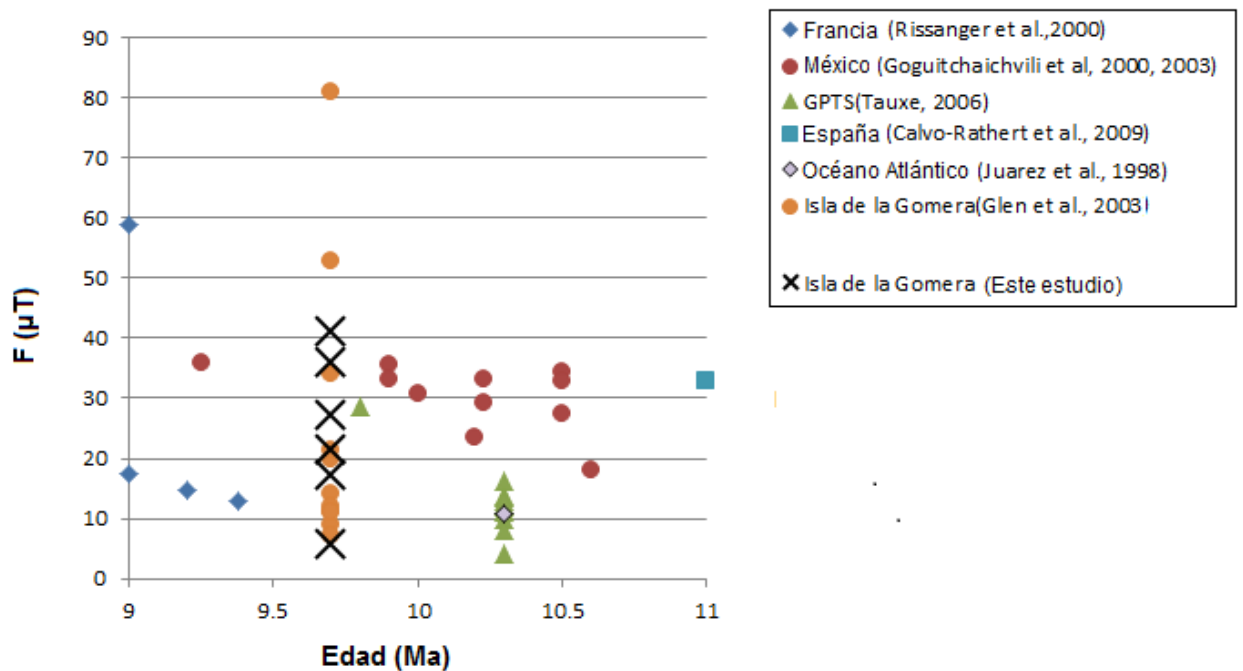
**Figura 8.12** Esquema de la escala de tiempo de polaridad geomagnética en el que se observan representadas las edades obtenidas en este trabajo. (Modificado de Gradstein *et al.*, 2004)

### Resultados de paleointensidad

Los experimentos de paleointensidad se llevaron a cabo en 9 flujos de lava, pero tres de ellos no presentaron pocos resultados satisfactorios debido a la presencia de partículas multidominio. Como se explicó en el apartado de paleointensidad, no fue posible obtener resultados de paleointensidad de zonas transicionales, debido a que las muestras de estos flujos no satisficieron los criterios de preselección para ser considerados para determinaciones de paleointensidad adecuados. Como se puede observar en la Tabla 8.4 (Figs.8.8, 8.10), los valores de paleointensidad disminuyen significativamente conforme los sitios se aproximan a la zona transicional, arrojando un valor de paleointensidad medio  $F_{TH20} = 5.6 \mu T$  en el flujo TH20, que es el registro de paleointensidad más cercano a la transición. La comparación de los valores de paleointensidad obtenidos en este trabajo con el valor de intensidad actual del campo en la Isla de la Gomera  $F_{PD} = 38.38 \mu T$  (IGRF-11), muestra que este valor es claramente diferente a los resultados obtenidos en los flujos TH16 y TH20 que se encuentran cercanos a la transición, pero es cercano a los restantes, que se encuentra en un rango entre 27-41 $\mu T$ . El hecho de que los resultados de paleointensidad del flujo TH16 sean más bajos que los observados en el flujo TH13 (Tab.8.4) puede ser explicado debido a su proximidad a la zona transicional. La extremadamente baja paleointensidad observada en el flujo TH20 es un indicador del inicio de la transición de

polaridad en el registro de intensidad, como se puede observar en otros registros volcánicos de paleointensidad (Bogue y Paul, 1993; Valet *et al.*, 1999; Herrero-Bervera y Valet, 2005; Prévot *et al.*, 1985a,b; Riisanger y Abrahamsen, 2000). Los flujos de debajo muestran paleointensidades que representan el valor de un campo estable.

Puede resultar interesante comparar los momentos dipolares virtuales (VDM) obtenidos en este trabajo con los obtenidos en otros estudios llevados a cabo en unidades miocenas. Como la edad de la secuencia de Hermigua es de aproximadamente 9.7 Ma, seleccionamos para la comparación aquellos estudios que se llevaron a cabo en rocas con un rango de edad entre 9-11Ma. Los datos se obtuvieron de la base de datos global de paleointensidad absoluta (PINT, por su siglas en inglés) (Biggin *et al.*, 2009) y debieron satisfacer las siguientes condiciones: (i) Las paleointensidad debieron obtenerse por algún método tipo Thellier; (ii) Contar con chequeos de pTRM para verificar la ausencia de alteraciones durante el calentamiento; (iii) Contar con al menos tres paleointensidades por unidad. Aplicando estos criterios, se escogieron siete estudios de determinaciones de paleointensidad dentro del intervalo de edades establecido, con datos de México (Goguitchaichvili *et al.*, 2000, Goguitchaichvili *et al.*, 2003), Francia central (Riisager *et al.*, 2000), el Océano Atlántico (Juárez *et al.*, 1998, Tauxe, 2006), el sur de España (Calvo-Rathert *et al.*, 2009), y de la misma secuencia analizada este estudio (Glen *et al.*, 2003 En la figura 8.13 se observan los valores de estas paleointensidad comparados con los valores obtenidos en este estudio.



**Figure 8.13.** Esquema que muestra los valores de la intensidad de campo en diversas determinaciones de paleointensidad con edades entre 9-11 Ma. Las determinaciones de este trabajo se encuentran marcadas con una cruz.

Los valores de VDM están en un rango entre  $3.9-7.1 \times 10^{22} \text{Am}^2$  mientras que los obtenidos en este se encuentran en un rango de  $3.6 -8.6 \times 10^{22} \text{Am}^2$ , por lo que se puede considerar que existe una buena concordancia entre ambos (Tab.8.5)

<i>Región</i>	<i>Edad (Ma)</i>	<i>N</i>	<i>VDM (<math>10^{22} \text{Am}^2</math>)</i>	<i>s.d.</i>	<i>Referencia</i>
<i>Baja California</i>	6.0- 11.7	6	6.6	1.7	Goguitchaichvili <i>et al.</i> , 2001
<i>México Central</i>	8.1-10.3	4	7.1	1.2	Goguitchaichvili <i>et al.</i> , 2000c
<i>Francia Central</i>	8.6-9.7	3	3.9	2.7	Riisager <i>et al.</i> , 2000
<i>Basaltos Oceánicos</i>	6.4-10.3	2	4.8	4.2	Juarez et a., 1998
<i>Sur de España</i>	11				Calvo-Rathert <i>et al.</i> , 2009
<i>Este estudio</i>	9.63-9.72	6	5.3	1.03	VDM medio
<b>TH10</b>		4	3.6	0.2	
<b>TH11</b>		5	5.9	0.4	
<b>TH12</b>		4	7.8	0.9	
<b>TH13</b>		5	8.6	1.0	
<b>TH16</b>		5	4.9	2.6	
<b>TH20</b>		4	1.1	0.5	

**Tabla 8.5.** Valores del momento dipolar virtual obtenidos en determinaciones de paleointensidad miocenas, entre 9 y 11 Ma. *Región:* Lugar de estudio; *Rango de edad:* Rango de edad; *N:* número de sitios estudiados; *VDM:* Momento virtual dipolar; *s.d.:* Desviación estándar; *Referencia.* La parte de debajo de la tabla muestra los resultados del presente estudio flujo por flujo.

### **Análisis de la variación secular antes de una transición de polaridad.**

Como se explicó antes, los 25 flujos de la parte inferior de la secuencia de Hermigua, muestran una inequívoca polaridad normal. Parece que en algunos casos algunos flujos consecutivos de esta secuencia muestran direcciones paleomagnéticas indistinguibles.

Por esta razón, para realizar el análisis de las características de la variación secular registrada en la secuencia, se definieron grupos direccionales (DG), en estos, se promediaron las direcciones de direcciones de diferentes flujos consecutivos pero con que registraron la misma dirección del campo. (Fig. 8.14, Tab.8.6). Se consideró que las direcciones medias de dos flujos consecutivos era indistinguibles si, la dirección paleomagnética media de un flujo estaba contenida dentro del ovalo de 95% de confianza de la dirección paleomagnética del flujo siguiente y viceversa. Si los intervalos de 95 % de confianza de las direcciones de dos flujos consecutivos, se considera que las direcciones son diferentes. En el caso de que dos óvalos del 95% de confianza se traslapen, pero ninguna de las direcciones medias esté incluida dentro del óvalo de la otra, se aplicó el F-test propuesto por Watson (1956) para así determinar si son diferentes o no. Por último, puede ocurrir que en varios flujos consecutivos (por ejemplo, los flujos A, B, C, D y E) la dirección de A coincida con la dirección de B y de C, pero no con la de D, mientras que las direcciones de B, C y D concuerdan con la del flujo sucesivo, C, D o E. En ese caso, D puede colocarse junto con C (formando un grupo direccional con A y B) o con E (formando el grupo direccional D, E). Para resolver esta ambigüedad los ángulos entre C y D, y D y E se compararon y D se colocó en el grupo donde haya un ángulo menor. Aplicando estos criterios, distinguimos 10 grupos direccionales en la zona de polaridad normal, en la secuencia de Hermigua. La Tabla 8.6, muestra los flujos incluidos en cada uno de los grupos direccionales, así como la dirección paleomagnética media obtenida de los grupos direccionales y su polo geomagnético virtual (VGP) correspondiente.

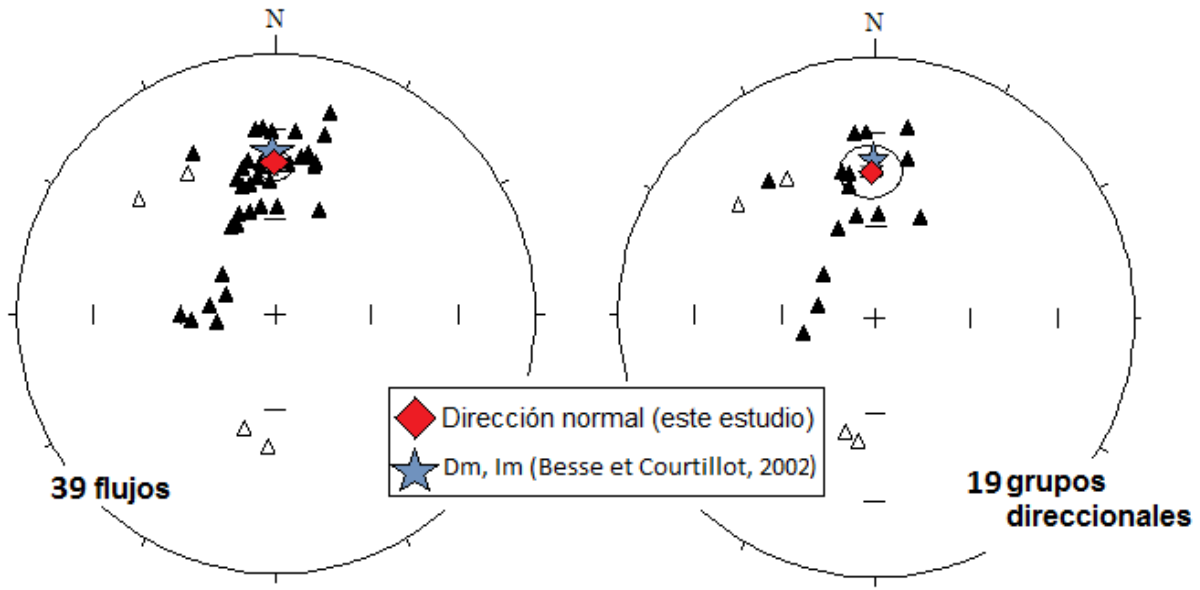
<b>Grupos</b>	<b>Sitios</b>	<b>N</b>	<b>D</b>	<b>I</b>	<b>alfa95</b>	<b>K</b>	<b>VGPlat</b>	<b>VGPlong</b>
---------------	---------------	----------	----------	----------	---------------	----------	---------------	----------------

direccionales			(°)	(°)	(°)		(°)	(°)
GD10	TH25+TH26	18	348.8	47	3	130	80.13	255.91
GD9	TH20+TH21+TH22 +TH23+TH24	23	350	42.9	2.8	114	80.5	235.42
GD8	TH17+TH18+TH19	24	337	58.2	4.9	37	68.1	288.19
GD7	TH16	7	353.7	29.3	3.6	288	76.25	189.2
GD6	TH8+TH9+TH10+T H11+TH12+TH13+ TH14	51	11.7	37.8	2.5	63	77.32	103.36
GD5	TH7	9	346.9	42.1	10.3	26	77.65	237.84
GD4	TH5+TH6	11	9.7	26.7	6.2	55	73.34	128.08
GD3	TH4	6	1.2	56	8.6	61	81.52	349.38
GD2	TH3	6	22.8	54.5	9.2	54	69.44	47.48
GD1	TH1+TH2	12	357.2	29.3	5	76	77.28	175.17

**D= 358.2°, I= 43.0°, (N=10; alfa<sub>95</sub>= 9.0°; k= 29)**

**Tabla 8.6** Paleodirecciones medias de los grupos direccionales. *Grupo direccional*: número de grupo direccional. *Sitios*: sitios contenidos en el grupo direccional; *N*: número de muestras tratadas; *D*: Declinación; *I*: Inclinación; *alfa<sub>95</sub>* y *k*: radio de 95% de confianza y parámetro de precisión de la estadística Fisher; *VGP Long/VGP Lat*: Longitud/Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (VGP). La dirección media obtenida por los grupos direccionales con polaridad normal se muestra en la parte baja de la tabla.

La dirección media calculada para estos 10 grupos direccionales es D= 358.2°, I= 43.0°, (N=10; alfa<sub>95</sub>= 9.0°; k= 29) un valor muy similar a la dirección media obtenida para los 25 flujos individuales, con una diferencia angular entre ambas de únicamente 1.2°. El polo paleomagnético obtenido para los 10 grupos direccionales arroja un longitud de  $\lambda = 189.5^\circ\text{E}$  y una latitud de  $\varphi = 189.5^\circ$  (N=10; A<sub>95</sub>= 6.9°; K= 25) (Fig. 8.14)



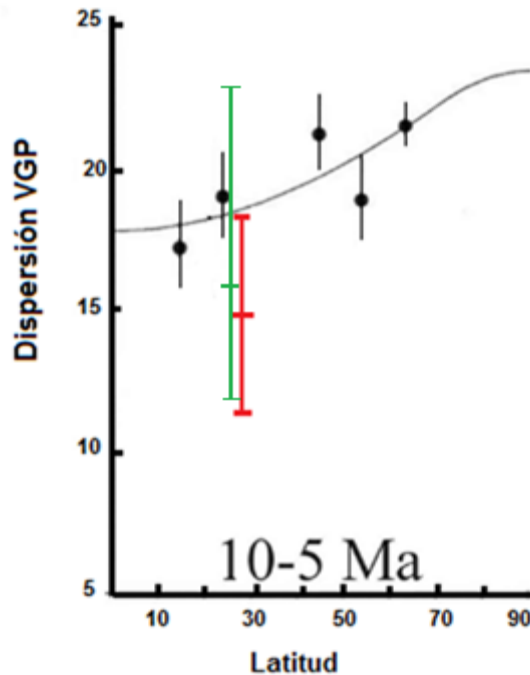
**Figura 8.14** Proyecciones de igual área de las direcciones medias de a) los 39 flujos de lava, b) grupos direccionales. La dirección media de la secuencia se muestra con un rombo rojo. La estrella azul representa la media obtenida para un ventana de 10 Ma para África obtenida de la APWP (Besse y Courtillot, 2002). Direcciones medias de los flujos y de los grupos direccionales se muestran con su cono de confianza  $\alpha_{95}$ .

Para estimar la variación angular de los VGPS de una determinada colección de datos, se puede calcular la dispersión angular total  $S_T = \frac{1}{N-1} \sqrt{\sum_{i=1}^N \delta_i^2}$  (Cox, 1969), donde N es el número de sitios utilizados en el cálculo y  $\delta_i$  es la distancia angular del enésimo VGP al dipolo axial. Además es necesario corregirla por la dispersión angular de sitio  $S_W$  (McElhinny y McFadden, 1997), de manera que dispersión angular corregida está dada por la siguiente ecuación:  $S_B^2 = S_T^2 - \frac{S_W^2}{n}$  donde n es el número promedio de muestras medidas en cada flujo

Si el cálculo es realizado para los 10 grupos direccionales con polaridad normal y el polo paleomagnético para África para una ventana de 10 años para la curva de deriva polar aparente APWP de Besse and Courtillot (2002) (longitud  $\lambda=160.8^\circ$  E, latitud  $\phi = 86^\circ$ N) es usado como valor apropiado para el dipolo axial, se obtiene un valor de la dispersión angular de  $S_B = 14.9^\circ$  ( $S_{up}=21.1^\circ$ ,  $S_{low}=11.5^\circ$ ). Este valor puede ser comparado con las dispersiones esperadas calculadas



en modelos específicos, como el modelo G (McFadden *et al.*, 1988) para variaciones latitudinales de la dispersión de los VGP.



**Figura 8.15** Dispersión angular de los VGPs graficada contra la latitud. La línea muestra el Modelo G (McFadden *et al.*, 1988) con datos de lavas con edades de 10 Ma McElhinny and McFadden (1997). En rojo se ve el valor obtenido en el presente trabajo, con sus límites de confianza: dispersión angular calculada para los 10 grupos direccionales que muestran direcciones de polaridad normal. En verde se observa el valor de dispersión angular obtenido sin considerar los grupos direccionales DG9 y DG10 (por su posible influencia transicional). Ambas calculadas con respecto al valor del polo paleomagnético de la APWP (ventana de 10 Ma, África) de Besse y Courtillot (2002).

La figura 8.15 muestra la dispersión angular  $S_B$  determinada a partir de los grupos direccionales de la sección de Hermigua, comparados a una latitud de  $28^\circ$  con la dispersión esperada por el modelo G para datos de lavas de los últimos 10 Myr de McFadden *et al.*, (1991). Como se puede observar en la figura 8.15, la dispersión angular es claramente más baja que la esperada. Esto puede explicarse debido a la proximidad de estos flujos a la transición de polaridad. De hecho como se mencionó antes, algunos de estos flujos de polaridad normal pudieron haber sido emitidos durante la transición, como se indica en muy baja paleointensidad observada en el sitio TH20. El mismo cálculo realizado sin los grupos direccionales DG9 y DG10, que pudieron haber sido emitidos durante la transición, muestran una dispersión angular un poco más alta:  $S_B=16^\circ$ , ( $S_{up}=23.6^\circ$ ,  $S_{low}= 12.1^\circ$ ) (Fig. 8.15).

## 8.8 Conclusiones

Se llevaron a cabo experimentos de magnetismo de las rocas, paleomagnetismo y paleointensidad en una secuencia miocena, formada por 39 flujos de lava basáltica y ubicada en la Isla de la Gomera, Islas Canarias. Se llevó a cabo también, análisis en el microscopio electrónico para complementar el magnetismo de las rocas. Además de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de dos flujos de la secuencia. Con base en estos experimentos las conclusiones obtenidas son las siguientes:

- Los experimentos de magnetismo de las rocas se llevaron a cabo con el objetivo de encontrar los minerales portadores de la remanencia, determinar su tamaño de grano y obtener información sobre su estabilidad térmica. Los experimentos termomagnéticos (magnetización vs. temperatura) sugieren titanomagnetitas con bajo contenido de titanio y titanomagnetitas con un mayor contenido de titanio ( $x \approx 0.6-0.7$ ) como los principales portadores de la remanencia. El análisis de los parámetros de la curva de histéresis muestra que todas las muestras, a excepción de una, se encuentran en el área de dominio pseudo-sencillo (PSD), que puede ser explicado también como una mezcla de partículas de dominio sencillo (SD) y multidominio (MD). Al comparar los datos con el diagrama teórico de Day para magnetita (Dunlop, 2002), el porcentaje relativo de partículas MD en la mezcla, varía entre un 20 y un 80%.
- Los resultados paleomagnéticos permitieron la determinación de las direcciones ChRM en todos los flujos de lava estudiados; se observan flujos con polaridad tanto normal como transicional. Los 25 flujos de la parte inferior de la secuencia muestran polaridad normal, encima se estos se encuentran 14 flujos en los que se pudo distinguir una transición de polaridad. Los 25 flujos con polaridad normal tienen una dirección media de  $D=359.6^\circ$ ,  $I = 42.4^\circ$  ( $N = 25$ ;  $\alpha_{95} = 5.1^\circ$ ;  $k = 33$ ) y un polo paleomagnético con una longitud de  $\lambda= 181.2^\circ$  E y una latitud de  $\varphi= 87.1$  N ( $N = 25$ ;  $A_{95} = 5.3^\circ$ ;  $K = 31$ ), que concuerdan con el valor esperado para África para 10 My determinado en APWP (Besse y Courtillot, 2002), mostrando una distancia angular de  $1.6^\circ$ .

- La transición mostrada en los catorce (TH27 to TH40) muestran un comportamiento anómalo: dos flujos por encima del inicio de la transición se recupera la polaridad normal, e inmediatamente después se tienen flujos con polaridad inversa, que son seguidos por flujos transicionales. De acuerdo a un trabajo previo (Glen *et al.*, 2003) estos flujos transicionales son seguidos por varios flujos de polaridad inversa. Completando así la transición y mostrando una especie de precursor y rebote.
- El patrón seguido por los VGPs tiene la siguiente trayectoria: los flujos bajos de la secuencia (TH01-TH26) están claramente ubicados en altas latitudes y en diferentes longitudes. Después se tienen dos flujos transicionales (TH27-TH28) ubicados en sur de África, después los VGPs regresan a las altas latitudes cerca de Groenlandia(TH29-TH31), seguidos por flujos con VGPs ubicados en altas latitudes sur (TH32-TH33) y posteriormente seis flujos (TH34-TH40) con direcciones transicionales ubicados en el hemisferio norte, en el Océano Atlántico. Se observa la presencia de este agrupamiento de VGPs en el oeste del Océano Atlántico en varios trabajos previos (Glen *et al.*, 2003, Linder and Leonhardt, 2009, Fanjat *et al.*, 2012) que es coincidente con la región que fue considerado que correspondía a centros de flujo radial del campo no dipolar actual (Hoffman 1992, Hoffman *et al.*, 2008) .
- Las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas en dos flujos de la secuencia arrojan las siguientes edades: TH09-  $9.63 \pm 0.06\text{Ma}$  and TH33-  $9.72 \pm 0.08\text{Ma}$ . De acuerdo a las edades y las direcciones de polaridad obtenidos, observamos que los resultados pueden estar asociados a la transición normal a inversa C4 Ar2n a C4Ar3r (Gradstein *et al.*, 2004).
- De acuerdo a las edades obtenidas en este trabajo y a las reportadas por Glen *et al.*, 2003, la estimación de la tasa de erupción fue de un flujo cada 2000 años, lo que permite una determinación de la duración la transición reflejada en los resultados direccionales de un máximo de 30 000 años aproximadamente. Mientras que si se considera la presencia de un precursor y un rebote el tiempo real de la transición sería de 2000 años. Que coincide con el tiempo estimado para otras transiciones

- Las determinaciones de paleointensidad se llevaron a cabo utilizando un método de doble calentamiento tipo Thellier (adaptado por Coe, 1967). Se realizaron experimentos en 9 flujos, con un total de 48 muestras, presentando determinaciones satisfactorias en 27. Los valores medios de paleointensidad de cada flujo están en un rango de  $5.57 \pm 2.39$  a  $41.10 \pm 4.43$   $\mu\text{T}$ , los correspondientes valores medios de los VDMs, están en un rango de  $1.11 \pm 0.48$  a  $8.63 \pm 0.96 \times 10^{22}$   $\text{Am}^2$ . Las determinaciones no satisfactorias se relacionaron en la mayoría de los casos a comportamientos multidominio. No se pudo obtener determinaciones de paleointensidad de las coladas transicionales, pero los flujos ubicados cerca del inicio de la transición mostraron valores de intensidad más bajos que los esperados.
- La dispersión angular calculada para los grupos direccionales obtenidos de los flujos con polaridad normal y el polo paleomagnético de 10 Ma para África de la curva de deriva polar aparente (APWP) de Besse y Courtillot (2002), es  $S_B = 14.9^\circ$  ( $S_{\text{up}}=21.1^\circ$ ,  $S_{\text{low}}=11.5^\circ$ ). Este valor comparado con el ajuste del Modelo G (McFadden *et al.*, 1988) para variaciones latitudinales con datos de 10 My de lavas (McFadden *et al.*, 1991), es claramente más bajo que lo esperado. Esto se puede explicar por la proximidad de estos flujos a la transición de polaridad. La dispersión angular se ajusta un poco mejor a la esperada si se eliminan los flujos donde ya se observa una intensidad baja que puede estar asociada al inicio de la transición de polaridad.

## 7. Conclusiones

En el presente trabajo se ha llevado a cabo un estudio sobre las variaciones de origen interno del campo magnético de la Tierra más notables: La variación secular y las transiciones de polaridad. Para esto se llevaron a cabo análisis paleomagnéticos y de paleointensidad en dos secuencias de flujos de lavas basálticas, una de ellas situada en el Cáucaso menor, en la República de Georgia y la otra en la isla de la Gomera (Islas Canarias, España). Con el fin de determinar las características de las variaciones registradas en ambas secuencias se llevaron a cabo diversos experimentos: Análisis paleomagnéticos, paleointensidad y magnetismo de las rocas, determinaciones radioisotópicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y estudios de microscopía. Los resultados obtenidos se resumen a continuación:

- *Resultados paleomagnéticos*

La secuencia pleistocena de Saro, ubicada en el Cáucaso Menor está formada por 39 coladas. Las direcciones paleomagnéticas de todas ellas son de polaridad inversa. La secuencia miocena de Hermigua, situada en la isla de la Gomera, también consta de 39 coladas. Los experimentos paleomagnéticos realizados han puesto de manifiesto que las 25 coladas inferiores cuentan con direcciones normales, mientras que las 14 coladas superiores mostraban un registro complejo de una transición de polaridad.

- *Experimentos de magnetismo de las rocas*

Los estudios de magnetismo de las rocas (análisis de curvas termomagnéticas, curvas de histéresis y curvas de adquisición de IRM) y de microscopio electrónico y óptico, nos permitieron caracterizar los minerales portadores de la remanencia, su tamaño de grano y su estabilidad magnética, que en todos los casos resultaron ser titanomagnetitas con diferentes contenidos de titanio y un tamaño de grano probablemente resultado de mezcla de partículas de dominio sencillo y multidominio. Se pudo concluir que las muestras estudiadas contienen portadores de la remanencia que cuentan con estabilidad magnética. Además, a partir del estudio de las propiedades magnéticas de los minerales portadores de la remanencia se pudo realizar una preselección de muestras destinadas a determinaciones de paleointensidad.

- *Resultados de paleointensidad*

Solo se llevaron a cabo determinaciones de paleointensidad en la secuencia de Hermigua, utilizando el método de Coe, (1967). Se realizaron experimentos en 48 muestras de 9 flujos obteniéndose determinaciones satisfactorias en 27. Los valores medios de la paleointensidad de cada flujo se hallan en un rango de  $5.6 \pm 2.4$  a  $41.1 \pm 4.4$   $\mu\text{T}$  y los correspondientes valores medios de los VDMs, se hallan en un rango de  $1.1 \pm 0.5$  a  $8.6 \pm 1.0 \times 10^{22}$   $\text{Am}^2$ . No se pudieron obtener determinaciones de paleointensidad de las coladas consideradas transicionales por su registro direccional, pero los flujos ubicados cerca del inicio de la transición direccional mostraron valores de intensidad significativamente más bajos que los esperados.

- *Transición de polaridad*

Como se desprende de los nuevos datos radioisotópicos obtenidos en el presente estudio ( $9.63 \pm 0.06$  Ma y  $9.72 \pm 0.08$  Ma) y de las dataciones de un estudio anterior (Glen et al., 2003), la transición registrada en la secuencia de la Gomera corresponde a la transición C4Ar2n a C4Ar3r. En ella, se observaron diferentes características:

- (i) El patrón de los VGPs durante la transición coincide con el reportado en otras transiciones miocenas y que por el agrupamiento de VGPs observado en el Atlántico Norte, se piensa que podría corresponder a una zona de flujo radial del manto observado en el campo no dipolar actual.
- (ii) La posible presencia de un precursor en el registro de la transición.
- (iii) A partir de los datos radioisotópicos obtenidos en el presente estudio, se ha estimado una duración máxima de la transición de 30 mil años, incluyendo el precursor. Al tratarse de una duración máxima, la posible duración real de la transición podría ser más corta, de acuerdo con otros registros observados.
- (iv) Aunque no se cuenta con mediciones de paleointensidad en los flujos considerados transicionales desde un punto de vista direccional, se observa que la intensidad disminuye de forma significativa en los flujos más cercanos a la misma. Es posible que la transición tal como ha quedado registrada en las

paleointensidades de las coladas haya comenzado antes que la transición en el registrado direccional.

- *Variación secular*

El análisis de la variación secular en la secuencia de Saro a través del cálculo de la dispersión de los VGPs ( $S_B = 20.4^\circ$ ;  $S_{sup}=30.1^\circ$ ,  $S_{inf}=15.3^\circ$ ) ofrece un valor ligeramente inferior al esperado. En cambio, si en las 25 coladas inferiores de polaridad normal de la secuencia de Hermigua se analiza la dispersión de los VGP, el valor obtenido ( $S_B = 14.9^\circ$ ;  $S_{sup}=21.1^\circ$ ,  $S_{inf}=11.5^\circ$ ). es considerablemente más bajo de lo esperado. Este resultado probablemente se pueda asociar a la cercanía de estos flujos con la transición.

- *Resultados específicos obtenidos en la secuencia de Saro*

Además de la caracterización del campo magnético, en el caso de la secuencia de Saro se logró identificar una rotación tectónica de  $19.2^\circ \pm 5.8^\circ$  con respecto al eje vertical en sentido de las manecillas del reloj, ocurrida en la secuencia y derivada de la intensa actividad tectónica de la zona.

A partir de los resultados paleomagnéticos obtenidos y de una determinación radioisotópica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  llevada a cabo en el presente trabajo junto con otras dataciones de un estudio previo (Lebedev, XX) se han podido proponer dos explicaciones sobre la edad de emplazamiento de la secuencia: (i) Los 36 flujos inferiores de la secuencia se emitieron entre los cronos de polaridad normal Reunión y Olduvai, y los tres flujos superiores después del cron Olduvai, con un hiato en la actividad volcánica de más de 150 kyr o (ii) La secuencia completa se emitió entre 1.778 Ma y  $1.73 \pm 0.03$  Ma, después del cron Olduvai.

La dirección media de la Secuencia de Saro es  $D = 202.2^\circ$ ,  $I = -60.6^\circ$  ( $N = 39$ ;  $\alpha_{95} = 2.0^\circ$ ;  $k = 138.6$ ) con un polo paleomagnético con una longitud de  $\lambda = 124.6^\circ$  E y una latitud de  $\varphi = 73.5^\circ$  N ( $N = 39$ ;  $A_{95} = 2.7^\circ$ ;  $k = 73.0$ ).

- *Resultados específicos obtenidos en la secuencia de Gomera*

Los veinticinco flujos de polaridad normal de la parte inferior de la secuencia arrojan una media de  $D=359.6^\circ$ ,  $I = 42.4^\circ$  ( $N = 25$ ;  $\alpha_{95} = 5.1^\circ$ ;  $k = 33$ ) y un polo paleomagnético con una longitud de  $\lambda= 181.2^\circ$  E y latitud de  $\varphi= 87.1^\circ$  N ( $N = 25$ ;  $A_{95} = 5.3^\circ$ ;  $K = 31$ ), que concuerda bien con el valor esperado para África para 10 Myr.

Los datos de, paleomagnetismo y paleointensidad resultado de esta Tesis contribuyen, por tanto, a incrementar la cantidad de datos que cumplen los estándares de calidad vigentes, y que aún son insuficientes en las dos regiones estudiadas.

## Bibliografía

- Abdel Monen, A., Watkins, N.D., Gast, P.W., 1971. Potassium–argon ages, volcanic stratigraphy, y geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria & La Gomera. *Am. J. Sci.* 271, 490–521.
- Adamia, S., Mumladze, T., Sadradze, N., Tsereteli, E., 695 Tsereteli, N. y A. Varazanashvili, 2008. Late Cenozoic Tectonics & Geodynamics of Georgia (SW Caucasus). *Georgian Intenational Journal of Sciences, Technology & Medicine*, Vol. 1, 1, 77-107.
- Adamia, S., Zakaraiadze, G., Chkhouta, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A. y Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish J. Earth Sci.*, Vol. 20, 489-544. Doi: 10.3906/yer-1005-11.
- Amit, H., Leonhardt, R. y Wicht, J. (2010).Polarity reversals from paleomagnetic observations & numerical dynamos simulations. *Space Sci. Rev.* 155, 293–335
- Ancochea E., Hernán, F., Huertas, M.J., Brändle, J.L. y Herrera, R. (2006). A new chronostratigraphical & evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 157, 271-293
- Ancochea, E., 2004. Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 635–682
- Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. & Huertas, M.J. (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the Island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology & Geothermal Research* 70, 183–204.



- Ancochea, E., Huertas, M.J., 2003. Age & composition of the Amanay seamount, Canary Islands. *Mar. Geophys. Res.* 24, 161–169.
- and observational constraints. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 358, 1141–1170
- Anguita, F. & Hernán, F. (1975). A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 27, 11-19.
- Anguita, F. & Hernán, F. (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103, 1-26.
- Araña, V. & Ortiz, R. (1991). The Canary islands: tectonic, magmatism & geodynamic framework. En: Kampuzo, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), *Magmatism in extensional Structural Settings – The Phanerozoic African Plate*. Springer, New York, pp. 209-249.
- Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, I., Digonnet, F., Labazuy, P., Sen, E., Bayhan, H., Kurttas, T. & A.U. Toluoglu, 2003. Morphological analysis of active mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences & possible impact areas of future eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123, 301-312
- Baag C & Helsley CE (1974). Geomagnetic secular variation model E. *Journal of Geophysical Research*
- Balogh, K., Ahijado, A., Casillas, R. y Fernández, C., 1999. Contribution to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 90, 81-101
- Barton CE (1982). Spectral analysis of palaeomagnetic time series & the geomagnetic spectrum. *Philosophical*
- Bazhenov, M. Burtman, V. & Levashova, N., (1996). Lower & Middle Jurassic paleomagnetic results from the south Lesser Caucasus & the evolution of the Mesozoic Tethys ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141, 79-89.
- Bazhenov, M. & Burtman, V., (2002). Eocene paleomagnetism of the Caucasus (southwest Georgia): oroclinal bending in the Arabian syntaxis. *Tectonophysics*, 344, 247-259.
- Berggren, W., Kent, D., Swisher III, C., & Aubry, M.-P. (1995). A Revised Cenozoic Geochronology & Chronostratigraphy. In W. Berggren, D. Kent, M.-P. Aubry, & J. Hardenbol (Eds.), *Geochronology Time Scales & global Stratigraphic Correlation* (pp. 129–212). Tulsa, Oklahoma: SEPM.
- Berhanu, M., Mochcaux, R., Fauve, S., Mordant, N., Petrelis, F., Chiffaudel, A., Daviaud, F., Dubrulle, Marié, L., Ravalet, F., Bourgoïn, M., Odier, P., Pinton, J.F., Volk, R. (2007). Magnetic field reversals in a experimental turbulent dynamo. *Europhys Lett* 77:59001
- Besse, J. & Courtillot, V. (2002). Apparent & true polar wander & the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. B11, doi:10.1029/2000JB000050.
- Biggin, A., Strik G. H. M. A. & Langereis C. G. (2009). The intensity of the geomagnetic field in the late-Archaeon: new measurements & an analysis of the updated IAGA palaeointensity database. *Earth Planets Space*, 61, 9–22,
- Biggin, A.J., van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Straathof, G.B. & Deenen, M.H.L., 2008. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron & in the Jurassic. *Phys. Earth*
- Bloxham J, Gubbins D, & Jackson A (1989). Geomagnetic secular variation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 329: 415–502.
- Bogue & Hoffman: Morphology of Geomagnetic Reversals, 1987. *Reviews of Geophysics*. Vol.25.No.5. P.910-916
- Bogue, S.W. & Paul, H.A, 1993. Distinctive field behavior following geomagnetic reversals. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 20, No. 21, 2399-2402.

- Bonhommet, N. & Babkine, J. (1967). Sur la presence d'aimantations inverses dans la Chaîne des Pys, *Compt. Rend., Acad., Sci., Paris*, 264, 92.
- Calvo-Rathert, M., Bógalo, M.F., Goguitchaichvili, A., Sologashvili, J. & Vashakidze, G., 2013. New paleomagnetic & paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 347–361.
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Sologashvili, D., Villalaín, J.J., Bógalo, M.F., Carrancho, A., Maissuradze, G., 2008. New paleomagnetic data from the hominin bearing Dmanisi paleoanthropologic site (southern Georgia, Caucasus). *Quaternary Research* 69, 91-96.
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Vegas-Tubia, N. 2009 A paleointensity study on middle Miocene to Pliocene volcanic rocks from south-eastern Spain
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Bógalo, M.F., Vegas-Tubía, N., Carrancho, A., Sologashvili, J., 2011. A paleomagnetic & paleointensity study on Pleistocene & Pliocene basaltic flows from the Djavakheti Highland (Southern Georgia, Caucasus). *Phys. Earth Planet. Int.* 187, 212–224.
- Camps, P., Ruffet, G., Scherbakov, V., Scherbakova, V.V., Prévot, M., Moussine-Pouchkin, A., Sholpo, L., Goguitchaichvili, A. & B. Asanidze, 1996. Paleomagnetic & geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in Pliocene volcanic rocks from Georgia (lesser Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 96, 41-59.
- Cande, S.C. & D.V. Kent, A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous & Cenozoic. *Journal of geophysical research*, vol. 97, no. B10, pages 13,917-13,951, september 10, 1992
- Cande, S.C. & D.V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous & Cenozoic: Table of ages for Cande & Kent GPTS *J. Geophys. Res.*, 100, 6,093-6,095, 1995
- Cande, S.C. & Kent, D.V., (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous & Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97: 13917–13951.
- Cantagrel, J.M., Cendrero, A., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Jamond & C.(1984). K-Ar chronology of the volcanic eruption in the Canarian Archipelago: Island of La Gomera. *Bull. Volcanol.* 47, 597-609.
- Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., Pin, C., Renaud U., y Ibarrola, E., 1993. Age Miocene inferieur des carbonatites de Fuerteventure (23 Ma:U-Pb zircon) et le magmatisme précoce d'une ile océanique (Iles Canaries). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1147-1153.
- Carcaillet, J.T., Thouveny, N., Bourles, D.L., (2003). Geomagnetic moment instability between 0.6 & 1. Ma from cosmonuclide evidence. *Geophys Res Lett* 30: 1792-1795
- Carlut J & Courtillot V (1998). How complex is the timeaveraged geomagnetic field over the last 5 million years? *Geophysical Journal International* 134: 527–544
- Carlut J, Courtillot V, & Hulot G (1999). Over how much time should the geomagnetic field be averaged to obtain the mean-paleomagnetic field? *Terra Nova* 11: 239–243.
- Carlut, J. & Courtillot, V. (1998). How complex is the time averaged field over the past 5Myr? *Geophys J Int* 134:527-544
- Carracedo J.C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic islands volcanoes. *Journ. Volcanol. Geotherm.Res* 60. ¾. 225-242

- Carracedo, E. R., Badiola, H., Guillou, J., De la Nuez, F. J. Pérez Torrado.(2001). Geology & volcanology of La Palma & El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos*, Vol 57, No 5-6 doi:10.3989/egeol.01575-6134
- Carracedo, J. C., and Soler, V.(1995) Anomalously shallow paleomagnetic inclinations and the question of the age of the Canarian Archipelago, *Geophys. J. Int.*, 122, 393– 406
- Carracedo, J.C. & Soler, V. (1995). Anomalously shallow paleomagnetic inclinations & the question of the age of the Canarian Archipelago. *Geophys. J. Int.*,122/2: 393-406.
- Carracedo, J.C., Pérez, F.J., Ancochea, E., Meco J., Hernán, F., Cubas C.R., Casillas, R., Rodríguez, E. y Ahijado, A., 2002. Cenozoic volcanism II: The
- Carracedo, J.M., Day, S., Gillou, H., Rodríguez, E., Canas & J.A.,Pérez, F.J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin. *Geol. Mag.*, 135, 591-604.
- Cendrero, A., 1971. Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera (Canarias). *Estud. Geol.* 27, 3–73.
- Channell JET, Erba E, Nakanishi M, & Tamaki K (1995) Late Jurassic–Early Cretaceous time scales & oceanic magnetic anomaly block models. In: Berggren WA, Kent DV, Aubry M-P, & Hardenbol J (eds.) *Geochronology, Time Scales & Global Stratigraphic Correlations*, SEPM Special publication 54, pp. 51–63. Tulsa (OK): SEPM.
- Channell, J. E. T. & Guyodo, Y. (2004). The Matuyama Chronozone at ODP 982 (Rockall Bank): Evidence for Decimeter-Scale Magnetization Lock-in Depths, in: *Timescales of the Internal Geomagnetic Field*, edited by: Channell, J. E. T., Kent, D. V., Lowrie, W., & Meert, J., Vol. 145, AGU Geophysical Monograph, 205–219.
- Channell, J. E. T. (2006). Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin & Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244, 378–393.
- Channell, J.E.T. & Kleiven, H.F. (2000). Geomagnetic palaeointensities & astrochronological
- Channell, J.E.T. (1999). Geomagnetic paleointensity & directional secular variation at Ocean Drilling Program (ODP) Site 984 (Bjorn Drift) since 500 ka: comparisons with ODP Site 983 (Gardar Drift). *J. Geophys. Res.* 104, 22937e22951.
- Channell, J.E.T., Lehman, B., (1997). The last two geomagnetic polarity reversals recorded in high-deposition-rate sediment drifts. *Nature* 389, 712–715.
- Channell, J.E.T., Mazaud, A., Sullivan, P., Turner, S., Raymo, M.E., (2002). Geomagnetic excursions & paleointensities in the Matuyama Chron at Ocean Drilling Program Sites 983 & 984 (Iceland Basin). *J. Geophys. Res.* 107, 2114.
- Chauvin, A., Roperch, P. & Duncan, R. A. (1990). Records of geomagnetic reversals from volcanic islands of French Polynesia. 2. Paleomagnetic study of a flow sequence (1.2–0.6 Ma) from the Island of Tahiti & discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.* 95, 2727–2752
- Clement, B. M. & Kent, D. V. (1984). A detailed record of the Lower Jaramillo polarity transition from a southern hemisphere, deep-sea sediment core. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 1049–1058
- Clement, B.M., (1991). Geographic distribution of transitional VGPs: Evidence for non-zonal equatorial symmetry during the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal. *Earth & Planetary Science Letters* 104: 48–58.
- Coe, R. S., Hongre, L., Glaztmaier, G. A. (2000). Numerical models of the geodynamo
- Coe, R. S., Singer, B., Pringle, M. S.&Zhao, X., (2004).Matuyama-Brunhes reversal & Kamikatsura event on Maui: paleomagnetic directions,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages & implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*222, 667–684

- Coe, R., Grommé, S., Mankinen, E.A., (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii & the question of the Pacific nondipol low. *J. Geophys. Res.* 83, 1740–1756.
- Coe, R.S. (1967). Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary & Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, 72, 3247–3262.
- Constable C.&Johnson C. (2005). A paleomagnetic power spectrum. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 153: 61–73.
- Constable C.G. & Parker R.L. (1988) Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 m.y. *Journal of Geophysical Research* 93: 11569–11581
- Constable, C.G., & C.L. Johnson (1999). Anisotropic paleosecular variation models: Implications for geomagnetic observables. *Physics Earth Planet. Inter.*, 115, 35–51, doi:10.1016/S0031-9201(99)00065-5.
- Cox, A. (1962). Analysis of the present geomagnetic field for comparison with paleomagnetic results. *Journal of Geomagnetism & Geoelectricity* 13: 101–112.
- Cox, A. (1969). Confidence limits for the precision parameter  $k$ . *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 18, 545–549.
- Cox, A. (1970). Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 20: 253–260.
- Cox, A; Doell, R.R. (1964). Long period variations of the geomagnetic field. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54B: 2243–70.
- Creer K.M., Irving E., & Nairn A.E.M. (1959). Paleomagnetism of the great Whin sill. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 2: 306–323.
- Cueto, L.A., Gómez, J.A., Balcells, R., Barrera, J.L., Pineda, A., Cerrato, M., Klein, E., Ruiz, M.T., Brändle, J.L. (2004). Mapa Geológico de España, 1:25.000, hojas nº 1.097 I–II, III y IV y 1105 I y IV. IGME, Madrid.
- Dagley, P., & Lawley, E. (1974). Paleomagnetic evidence for the transitional behavior of the geomagnetic field. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 36, 577–598
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size & compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260–267
- De La Nuez, J., 1984. El Complejo Intrusivo Subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palma, Canarias). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 401 pp.
- Deenen, M.H.L., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J. & Biggin, A.J. (2011). Geomagnetic secular variation & the statistics of palaeomagnetic directions. *Geophys. J. Int.* 186, 509–520. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05050.x
- Demarest, H. (1983). Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 88(B5), 4321–4328. DOI: 10.1029/JB088iB05p04321.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N & Altunkaynak, N. (2010). Geochemistry & tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) & the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics & its magmatic fingerprint *International Geology Review* Vol. 52, Nos. 4–6, April–June 2010, 536–578
- Doell, R.R. & Dalrymple, B.G. (1966). Geomagnetic polarity epochs: a new polarity event & the age of the Brunhes-Matuyama boundary. *Science* 152: 1,060–1,061
- Dunlop, D. (2002). Theory & application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves & tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. B3, doi: 10.1029/2001JB000486. *Earth & Planetary Interiors* 20: 75–82.

- Fabian, K. (2003). Some additional parameters to estimate domain state from isothermal magnetization measurements. *Earth & Planetary Science Letters*, 213, 337-345.
- Feraud, G. (1981). Datation de réseaux de dykes et de roches volcaniques sous marines par les méthodes K-Ar et  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Utilisation des dykes comme marqueurs de paléocontraites. *Thesis. Université de Nice*. 146pp.
- Fernández, C., Casillas, R., Ahijado, A., Perelló, V., y Hernández Pacheco, A. (1997). Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Struct. Geol.*, 19, 41-57.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London A* 217: 295–305.
- Fuster, J. (1975). Las Islas Canarias. un ejemplo de evolución temporal 4 espacial del vulcanismo oceánico. *Emdm Ckd.* 3 1. 439463
- Gee, J. S. & Kent, D. V. (2007). Source of oceanic magnetic anomalies & the geomagnetic polarity timescale. In M. Kono (Ed.), *Geomagnetism*, volume 5 of *Treatise on Geophysics* (pp. 455–507). Elsevier.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D., Zankl, G. & Garbe-Schönberg, D. (2001). Earlier history of the  $\geq 70$ -Ma-old Canary hotspot based on the temporal & geochemical evolution of the Selvagen Archipelago & neighbouring seamounts in the eastern North Atlantic. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 111, 55-87. *Geophysics Geosystems* 4(4): 8802 (doi:10.1029/2002GC000343).
- Glatzmaier, G. & Roberts, P. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377, 203–209.
- Glen, J.M., Valet, J.P., Soler, V., Renne, P.R. & Elmaleh, A. (2003). A Neogene geomagnetic polarity transition record from lavas of the Canary Islands, Spain: episodic volcanism, and/or metastable transitional fields? *Geophys. J. Int.*, 154, 426-440.
- Glevasskaya A.M., Mikhailova N.P. & Tsykora V.N.* (1976). Magnetizm vulkanitov Al'piiskoi geosinklinal'noi oblasti SSSR i nekotorye cherty geomagnitnogo polya pozdnego kainozoya // Paleomagnetizm, magnetizm, geomagnitnoe pole. Kiev: Naukova dumka., S. 3–18
- Gogichaishvili, A., Calvo-Rathert, M., Sologashvili D., Alva Valdivia L., & Urrutia-Fucugauchi J. (2000). Paleomagnetic study of the Georgian Plio-Quaternary Volcanic Provinces (Southern Caucasus): A Pilot Study. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, Vol. 11, 331-336.
- Gogichaishvili, A., Calvo-Rathert, M., Sologashvili D., Morales, J., Soler A.M. & Espinosa, M. (2001). A reconnaissance magnetostratigraphy of Georgian Plio-Quaternary Volcanic Provinces (Southern Caucasus). *Geofísica Internacional*, 40, 111-119.
- Goguitchaichvili A., Cervantes, M.A., Calvo-Rathert, M., Camps, P., Sologashvili, J. & Maissuradze, G. (2009). Gilbert-Gauss Geomagnetic Reversal Recorded in Pliocene Volcanic Sequences from Lesser Caucasus: Revisited, *Earth, Planets & Space*, Vol 61, 71-82.
- Goguitchaichvili, A. & Parès, J.M., (2000). A recognition paleomagnetic study of volcanic & sedimentary rocks from Dmanisi (Caucasus): Implications for the oldest human occupation in Europe. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 331, 183-186.
- Goguitchaichvili, A., Sologachvili, D., Prévot, M., Calvo, M., Pavlenchvili, E.S.H., Maissuradze, G.M. & Schnepf, E. (1997). Paleomagnetic & rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in south Georgia (Caucasus). *Geologie en Mijnbouw*, 76, 135-143.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G., (2004). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 589 pp.

- Gromme, C.S. & Hay, R.L. (1967). Geomagnetic polarity epochs: New data from Olduvai Gorge, Tanganyika. *Earth & Planetary Science Letters* 2: 111-115. doi: 10.1016/0012-821X(67)90110-0.
- Grommé, C.S., Wright T.L. & Peck, D.L. (1969). Magnetic properties & oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae & Makaopuhi lava lakes, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 74, 5277-5249.
- Gubbins D. & Kelly P. (1993). Persistent patterns in the geomagnetic field over the past 2.5Myr. *Nature* 365: 829–832.
- Gubbins, D. (1999). The distinction between geomagnetic excursions & reversals. *Geophysical Journal International* 137: F1–F3.
- Gubbins, D., & Roberts, P. H. (1987). in *Geomagnetism*, Vol. 2, ed. J. A. Jacobs, London: Academic Press, 1
- Guillou H, Carracedo JC, Paris R and Pérez Torrado FJ (2004). K/Ar ages and magnetic stratigraphy of the Miocene-Pliocene shield volcanoes of Tenerife, Canary Islands: Implications for the early evolution of Tenerife and the Canarian hotspot age progression: *Earth and Planetary Science Letters* 222, 599-614.
- Guillou H., Kissel, C., Laj, C. and Carracedo, J.C. (2013). Dating the Teide Volcanic Complex: Radiometric and Palaeomagnetic Methods, in: *Teide volcano : geology and eruptions of a highly differentiated oceanic stratovolcano*. Eds. J. Carracedo and R.V. Troll; Series: *Active Volcanoes of the World*, Springer, 279pp
- Guillou, H., Carracedo, J.M., Paris, R. & Pérez-Torrado, F.J. (2004). Implications for early shield stage evolution of Tenerife from K/Ar ages & magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 222, 599-614.
- Guyodo Y. & Valet J-P. (1999). Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399: 249–252.
- Haldan M.M. Langereis, C.G., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., & Evans, M.E. (2009). A comparison of detailed equatorial red bed records of secular variation during the Permo-Carboniferous Reversed Superchron, *Geophys.J.Int.*, 177(3), 834-848
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. & Smith, D.G. (1990). *A Geologic Time Scale*, 1989 edition. Cambridge University Press: Cambridge. 263pp. ISBN 0-521-38765-5
- Harrison C.G.A. (2009). Latitudinal signature of Earth's magnetic field variation over the last 5 million years. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10 (2), doi:10.1029/2008GC002298
- Hatakeyama T & Kono M. (2002). Geomagnetic field models for the last 5Myr: Time-averaged field & secular variation. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 133: 181215.
- He, H.Y., Wang, X.L., Zhou, Z.H., Wang, F., Boven, A., Shi, G.H., & Zhu, R.X. (2004). Timing of the Jiufotang Formation (Jehol Group) in Liaoning, northeastern China & its implications. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (12), L12605. doi:10.1029/2004GLO19790.
- Hernan, F. (2004). Origen del archipiélago Canario. *En: Geología de España (J.A. Vera, Ed) SGE-IGME, Madrid*, 667-671.
- Herrera, R., Huertas, M.J., Ancochea, E. (2008). Edades <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar del Complejo Basal de la isla de La Gomera. *Geogaceta* 44, 7–10.

- Herrero-Bervera, E. & Theyer, F. (1986). Non-axisymmetric behaviour of Olduvai & Jaramillo polarity transitions recorded in north-central Pacific deep-sea sediments *Nature Publishing Group* 322 (6075), 159-162
- Herrero-Bervera, E. & Valet, J.-P. (1999). Paleosecular variation during sequential geomagnetic reversals from Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 139–148
- Herrero-Bervera, E. & Valet, J.-P. (2005). Absolute paleointensity & reversal records from
- Herrero-Bervera, E., Walker, G. P. L., Harrison, C. G. A., Guerrero Garcia & Kristjansson, L. (1999). Detailed paleomagnetic study of two volcanic polarity transitions recorded in eastern Iceland. *Phys. Earth Planet. Inter.* 115, 119–135.
- Hillhouse, J. & Cox, A. (1976). Brunhes-Matuyama polarity transition. *Earth & Planetary Science Letters* 29: 51-64. doi: 10.1016/0012-821X(76)90025-X.
- Hoare, J.M., Condon, W.H., Cox, A. & Dalrymple, G. B. (1968). Geology, paleomagnetism, & potassium-argon ages of basalts from Nunivak Island, Alaska: in Coats, R. R., Hay, R. L., & Anderson, C. A., (eds.), *Studies in volcanology*, Geological Society of America Memoir MWR 0116, p. 377-413.
- Hoernle, K.A. & Schmincke, H.U. (1993). The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the canary hotspot. *J. Petrol.*, 34, 599-626.
- Hoffman, K., Singer, B., Camps, P., Hansen, L., Johnson, K., Clipperton, S. & Carvallo, C., (2008). Stability of mantle control over dynamo flux since the mid-Cenozoic. *Phys. Earth Planet. Int.* 169, 20–27.
- Hoffman, K.A. & S.B. (1986). Polarity transition records & the acquisition of remanence: a cautionary note, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 483-486.
- Hospers, J. (1954). Reversals of the main geomagnetic field III. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, B 57: 112–121.
- Hulot, G. & Gallet, Y. (1996). On the interpretation of virtual geomagnetic pole (VGP) scatter curves. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 95: 37–53. *Internal Geomagnetic Field*, pp. 101–115, 10.1029/
- Irving, E. & Ward, M.A. (1964). A statistical model of the geomagnetic field. *Pure & Applied Geophysics* 57: 47–52.
- Irving, E., Major, A. (1964). Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology* 3, 135e143.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. & Walker, M.R. (2000). Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 358: 957–990.
- Jacobs, J.A. (1994). *Reversals of the Earth's Magnetic Field* 2nd edn (Cambridge Univ. Press).
- Jarboe, N. A., Coe, R. S. & Glen, J. M. G. (2011). Evidence from lava flows for complex polarity transitions: the new composite Steens Mountain reversal record. *Geophys. J. Int.* 186, 580–602
- Johnson, C. L., Constable, C.G., Tauxe, L., Barendregt, R.W., Brown, L.L., Coe, R.S., Layer, P., Mejia, V., Opdyke N.D., Singer, B.S., Staudigel, H. & Stone, D. (2008). Recent investigations of the 0-5 ma geomagnetic field recorded in lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9:Q04032, doi:10.1029/2007GC001696.
- Johnson, C.L. & Constable, C.G. (1995). The time-averaged geomagnetic field as recorded by lava flows over the past 5Myr. *Geophysical Journal International* 122: 489–519.

- Johnson, C.L. & Constable, C.G. (1996). Paleosecular variation recorded by lava flows over the last 5Myr. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A A 354*: 89–141.
- Johnson, C.L. & Constable, C.G. (1997). The time-averaged geomagnetic field: Global & regional biases for 0–5 Ma. *Geophysical Journal International* 131: 643–666.
- Kelly, P. & Gubbins, D. (1997). The geomagnetic field over the past 5 Myr. *Geophysical Journal International* 128: 315–330
- Khokhlov, A., Hulot, G. & Bouligand, C. (2006). Testing statistical palaeomagnetic field models against directional data affected by measurement errors. *Geophysical Journal International* 167: 635–648.
- Khramov, A.N. (1984). Paleomagnetic directions & pole positions (data for the USSR): Summary catalogue 1. *Akad. Nauk SSSR*, Moscow, 94 pp. (in Russian).
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-square line & plane & the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kokhlov, A., Hulot, G. & Carlot, J. (2001). Towards a selfconsistent approach to palaeomagnetic field modelling. *Geophysical Journal International* 145: 157–171.
- Kono, M. & Roberts, P.H. (2002). Recent geodynamo simulations & observations of the geomagnetic field. *Reviews of Geophysics* 40: 10.1029/2000RG000102.
- Kono, M. & Tanaka, H. (1995). Mapping the Gauss coefficients to the pole & the models of paleosecular variation. *Journal of Geomagnetism & Geoelectricity* 47: 115–130.
- Koppers, A.A.P., (2002). ArArCALC -- software for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age calculations. *Computers & Geosciences*. 28, 605-619.
- Koronovskii, N.V. & Demia, L.I. (1999). Collision stage of the evolution of the Caucasian sector of the Alpine foldbelt: Geodynamics & magmatism. *Geotectonics*, 33, 102-118.
- Korte, M. & Constable, C.G. (2005). Continuous geomagnetic models for the past 7 millennia II: CALS7K. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6(2): Q02H16
- Koulakov, I. (2011). High-frequency P & S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltimes data, *J. Geophys. Res.*, 116, B04301, doi:10.1029/2010JB007938,
- Kristjansson, L. (1995). New paleomagnetic results from Icelandic neogene lavas. *Geophys. J. Int.* 121, 435–443.
- Laj C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M., & Herrero-Bervera, E. (1991). Geomagnetic reversal paths. *Nature* 351: 447.
- Laj, C. & Channell, J.E.T. (2007). Geomagnetic excursions. In: Kono, M. (Ed.), *Treatise on Geophysics. Geomagnetism*, vol. 5. Elsevier, pp. 373e416.
- Laj, C., Kissel, C. & Roberts, A.P. (2006). Geomagnetic field behavior during the Icelandic basin & Laschamp geomagnetic excursions: A simple transitional field geometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7: Q03004(doi:10.1029/2005GC001122).
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J.E.T. & Beer, J. (2000). North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) & the duration of the Laschamp event. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 358, 1009e1025.
- Langereis, C.G., Dekkers, M.J., de Lange, G.J., Paterne, M. & van Santvoort P.J.M. (1997)
- Lanza, R. & Melloni, A. (2006) *The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists*. Ed. Springer.



- Lawrence K, Constable CG, & Johnson CL (2006). Paleosecular variation & the average geomagnetic field at 20° latitude. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7 (doi:10.1029/2005GC001181).
- Lawrence, K. P., Tauxe, L., Staudigel, H., Constable, C., Koppers, A., McIntosh, W. C., & Johnson, C. L. (2009). Paleomagnetic field properties at high southern latitude. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, doi:10.1029/2008GC002072.
- Le Bas, M.J., Rex, D.C., Stillman, C.J. (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura. *Geol. Mag.* 123, 287–298.
- Lebedev V.A., Bubnov S.N., Dudauroi O.Z., & Vashakidze G.T. (2008). Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western Part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigraphy & Geological Correlation*, 2008. Pleiades Publishing. Vol. 16. No.2 pp 204-224,
- Lee, S. (1983). A study of the time-averaged paleomagnetic field for the past 195 million years. Phd Thesis, Australian National University.
- Leonhardt, R., (2006). Analyzing rock magnetic measurements; The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences*, 32, 1420-1431.
- Leonhardt, R., Heunemann, C. & Krása, D., (2004a). Analyzing absolute paleointensity determinations: acceptance criteria & the software ThellierTool4.0. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (12). <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000807>.
- Leonhardt, R., Krasa, D. & Coe, R. (2004b). Multidomain behavior during Thellier paleointensity experiments: a phenomenological model. *Phys. Earth Planet. Int.* 147, 127–140.
- Levi, S. (1977). The effect of magnetite particle size in paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys. Earth Planet. Int.* 13, 245–249.
- Levy, E.H. (1972a). On the state of the geomagnetic field & its reversals. *Astrophys J* 175:573-581
- Levy, E.H. (1972b). Kinematic reversal schemes for the geomagnetic dipole. *Astrophys.J.* 172: 635-642
- Liu, X.M., An, Z.S., Rolph, T., Qiang, X.K., Hesse, P. Lu, H.Y., Zhou J. & Cai Y.J. (2001). Magnetic properties of the Tertiary red clay from Gansu Province, China & its paleoclimatic significance. *Science in China (Series D)*, Vol. 44, No. 7, 635-651.
- Llanes *et al.*, (2009). Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. *Marine Geology* 264 (123–139)
- Love, J.J. (1998).** Paleomagnetic volcanic data & geometric regularity of reversals & excursions. *Journal of Geophysical Research* 103: doi: 10.1029/97JB03745. issn: 0148-0227.
- Love, J.J. (2000). Paleomagnetic secular variation as a function of intensity. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 358: 1191–1223.
- Lowrie, W. & Kent, D.V. (2004). Geomagnetic polarity timescales & reversal frequency regimes. In: Channell JET, Kent DV, Lowrie W, & Meert J (eds.) *AGU Geophysical Monograph Timescales of the Paleomagnetic Field*, pp. 117–129. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Lund, S., Williams, T., Acton, G., Clement, B. & Okada M. (2001). Brunhes Epoch magnetic field excursions recorded in ODP Leg 172 sediments, L. Keigwin, D. Rio, & G. Acton Eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results Volume 172, Ch. 10*
- Lund, S.P. & Banerjee, S.K. (1979). Paleosecular variations from lake sediments, *Rev. Geophys. Space Phys.* 17, 244–249.
- Lund, S.P., Schwartz, M., Keigwin, L., & Johnson, T. (2005). Deepsea sediment records of the Laschamp geomagnetic field excursion (<41,000 calendar years before present). *Journal Magnetostatigraphy & astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern*

- Mankinen, E.A. & Dalrymple, G.B. (1979). Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5 m.y. B. P.. *Journal of Geophysical Research* 84: doi: 10.1029/JB084iB02p00615. issn: 0148-0227.
- Mankinen, E.A., Larson, E.E., Grommé, C.S., Prévot, M. & Coe, R.S. (1985). The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition. 3. Its regional significance, *J. Geophys. Res.*, 92, B8, 8057-8076.
- Mankinen, E.A., Prévot, M., Grommé, C.S. & Coe, R.S. (1985). The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition. 1. Directional history, duration of episodes & rock magnetism, *J. Geophys. Res.*, 90, B12, 10393-10416.
- McDougall, I & Harrison, M (1999). *Geochronology & Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method* Oxford University Press; 2 edition (August 5, 1999) ISBN-13: 978-0195109207 ISBN-10: 0195109201 Edition: 2<sup>nd</sup>
- McElhinny MW & McFadden PL (1997). Palaeosecular variation over the past 5Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International* 131: 240–252.
- McElhinny MW & Merrill RT (1975). Geomagnetic secular variation over the past 5 my. *Reviews of Geophysics & Space Physics* 13: 687–708.
- McElhinny MW, McFadden PL, & Merrill RT (1996a). The time averaged paleomagnetic field 0 – 5 Ma. *Journal of Geophysical Research* 101: 25007–25027.
- McElhinny MW, McFadden PL, & Merrill RT (1996b). The myth of the Pacific dipole window. *Earth & Planetary Science Letters* 143: 13–22.
- McFadden P., Merrill T. & McElhinny W., 1988. Dipole/Quadrupole Family Modeling of Paleosecular Variation. *J. Geophys. Res.*, V. 93, 11,583-11,588.
- McFadden, P. L., R. Merrill, M. W. McElhinny & S. Lee, 1991. Reversals of the Earth's magnetic field & temporal variations of the dynamo families. *J. Geophys. Res.*, 96, 3923-3933. Mediterranean piston core & dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J. Int.*, 129,75-94,
- McFadden, P.L. & Merrill, R.T. (1993). Inhibition & geomagnetic field reversals. *Journal of Geophysical Research* 98: doi: 10.1029/92JB02574. issn: 0148-0227
- McFadden, P.L. & Merrill, R.T. (1995). History of Earth's magnetic field & possible connections to core-mantle boundary processes. *Journal of Geophysical Research* 100: doi: 10.1029/94JB02362. issn: 0148-0227.
- McWilliams M (2001) Global correlation of the 223 ka Pringlefalls event. *International Geological Reviews* 43: 191–195.
- Merrill R & McFadden P (2003) The geomagnetic axial dipole field assumption. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 139: 171–185.
- Merrill R & McFadden P (2003). The geomagnetic axial dipole field assumption. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 139: 171–185.
- Merrill RT, McElhinny MW, & Stevenson DJ (1979). Evidence for long-term asymmetries in the Earth's magnetic field & possible implications for dynamo theories. *Earth & Planetary Interiors*.
- Merrill, R. T., & P. L. McFadden, Geomagnetic field stability: Reversals and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 317-326, 1994.
- Merrill, R.T. & McFadden, P.L. (1999). Geomagnetic polarity transitions. *Reviews of Geophysics* 37: doi: 10.1029/1998RG900004. issn: 8755-1209.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. & McFadden, P.L. (1996). The magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, & the Deep Mantle. *Academic Press, San Diego*. 531.

- Milanovskii, E.E. & Koronovskii, N.V. (1973). *Orogenic volcanism & tectonics of the Alpine belt in Eurasia*, Nedra, Moscow (in Russian).
- Mochizuki, N., Oda, H., Ishizuka, O., Yamazaki, T. & Tsunakawa, H. (2011). Paleointensity variation across the Matuyama-Brunhes polarity transition: Observations from lavas at Punaruu Valley, Tahiti. *J. Geophys. Res.* 116, B06103
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42-43.
- Moulin, M., Courtillot, V., Fluteau, F. & Valet, J. P. (2012). The “van Zijl” Jurassic geomagnetic reversal revisited. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, Q03010 nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments, *Deep-Sea Res.*, 39, 567-701.
- Neél, L. (1949) Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques aux grains fins avec applications aux terres cuites. *Annals of Geophysics* 5: 99–136.
- Nowaczyk, N.R. & Baumann, M., 1992. Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean sediments, *Deep Sea Res.*, 39, 567-601.
- Nowaczyk, N.R., Knies, J. (2000). Magnetostratigraphy of sediment cores from the eastern Arctic Ocean. doi:10.1594/PANGAEA.671685, of *Geophysical Research* 110: Q12006 (doi :10.1029, 2005GC001036).
- Ogg, J. G., Ogg, G., & Gradstein, F. M., 2008, *The concise geologic time scale*: Cambridge University Press, 177 p.
- Olson, P. (1982). Polarity reversals in turbulent dynamo models for the Earth's core, *EOS*, 63, 311.
- Opdyke, N.D. & Channell, J.E.T. (1996). *Magnetic Stratigraphy*, Academic Press, San Diego, California, USA, 345p.
- Opdyke, N.D. & Henry, K.W. (1969). A test of the dipole hypothesis. *Earth & Planetary Science Letters* 6: 139–151.
- Opdyke, N.D., Henry, K.W. (1969). A test of the dipole hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6, 139e151
- Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz, J. & Cebriá, J.M. (1997). Opening of the central Atlantic & asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North-Africa & Europe. *Geology*, 25, 727-730.
- Paris, R., Guillou, H., Carracedo, J.C. & Pérez Torrado, F.J. (2005). Volcanic & morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K-Ar ages & magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 162, 501-512.
- Parker, E.N. (1969). The occasional reversal of the geomagnetic field. *Astrophys J* 158: 815-827
- Parker, R.L. (1994) *Geophysical Inverse Theory*. Princeton, NJ:
- Pétrellis, F., Fauve, S., Dormy, E. & Valet, J-P. (2009). [Simple Mechanism for Reversals of Earth's Magnetic Field](#)", *Physical Review Letters*, 102(14), 144503
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. & Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics.*, 161, 1-21.
- Prévot M & Camps P (1993). Absence of preferred longitude sectors for poles from volcanic records of geomagnetic reversals. *Nature* 366: 53–56.
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Groinroe C.S. & Coe, R.S., (1985a) How the geomagnetic field vector reverses polarity, *Nature.*, 316. 230-234.,
- Prévot, M., Manliden E.A., Coe, R.S. & Groinroe C.S. (1985b) The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations & discussion of reversal models, *J. Geophys. Res.*, • 10,417-10,488,1985b. 3363-3372,1984. *planet. Int.*, 1177-1180,1986

Princeton University Press.

- Quidelleur, X. & Courtillot, V. (1996). On low degree spherical harmonic models of paleosecular variation. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 95: 55–77.
- Quidelleur, X., Valet, J.-P., Courtillot, V., & Hulot, G. (1994). Longterm geometry of the geomagnetic field for the last 5 million years; an updated secular variation database from volcanic sequences. *Geophysical Research Letters* 21: 1639–1642.
- Rebaï, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H. & Cisternas A. (1993). Active tectonics in the Lesser Caucasus: Coexistence of compressive & extensional structures. *Tectonics*, No. 5, 1089-1114.
- Riisager, J., Riisager, P. & Ken Pedersen, A. (2003). The C27n-C26r geomagnetic polarity reversal recorded in the west Greenland flood basalt province: how complex is the transitional field? *J. Geophys. Res.* 108, 2155
- Riisager, P. & Abrahamsen, N. (2000). Palaeointensity of West Greenland Palaeocene basalts: asymmetric intensity around C27n-C26r transition. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 118: 53-64. doi: 10.1016/S0031-9201(99)00125-9.
- Rodriguez-Losada (1988). El complejo traquítico-fonolítico de la Isla de la Gomera, Islas Canarias. Tesis universidad complutense, Madrid. P. 416
- Schmincke, H. U. (1993). Geological Field Guide of Gran Canaria (Sixth edition) Pluto-press. Germany
- Schneider, D.A. & Kent, D.V. (1990). The time-averaged paleomagnetic field. *Reviews of Geophysics* 28: 71–96.
- Selkin, P. & Tauxe, L. (2000). Long-term variations in palaeointensity. *Philos. Trans. Roy. Soc. Lond.* 358, 1065–1088.
- Shcherbakova, V.V., Perrin, M., Shcherbakov, V.P, Pavlov, V.E., Ayvaz'yan, A. & G.V. Zhidov, (2009). Rock magnetic & paleointensity results from Mesozoic baked contacts of Armenia, *Earth, Planets & Space*, Vol 61, 21-39
- Singer, B. S., M. K. Relle, K. A. Hoffman, A. Battle, C. Laj, H. Guillou, & J. C. Carracedo (2002). Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, & the geomagnetic instability timescale, *J. Geophys. Res.*, 107(B11)., 2307, doi:10.1029/2001JB001613.
- Singer, B., Hoffman, K.S., Coe, R. A., Brown, L. S., Jicha, B. L., Pringle, M. R. & Chauvin,
- Singer, B.S., Brown, L.L., Rabassa, J.O., & Guillou, H. (2004).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology of Late Pliocene & early Pleistocene geomagnetic & glacial events in southern Argentina. in: Channell, J.E.T., Lowrie, W., & Meert J., eds. *Timescales of the Internal Geomagnetic Field, American Geophysical Union, Geophysical Monograph*
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Chauvin, A., Coe, R.S., & Pringle M.S. (1999). Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: Toward a new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  timescale of reversals & events. *Journal of Geophysical Research* 104: 679–693.
- Smith, J. D. & Foster, J. (1969). Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch, *Science*, 163, 565-567.
- Staudigel, H., G. Feraud & G. Giannerini (1986). The history of intrusive activity on the island of La Palma/Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27: 299-322.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- & cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.

- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., & Stampfli, G.M. (1998). Early Jurassic sea- floor spreading in the central Atlantic - The Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 1304- 1317.
- Tauxe, L., & Valet, J-P. 1989. Relative Paleointensity of the Earth's Magnetic-Field from Marine Sedimentary Records - a Global Perspective. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*. 56:59-68. 10.1016/0031-9201(89)90036-8
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.F. & van der Voo R, (2014). *Essentials of Paleomagnetism*, 3rd Web Edition.
- Tauxe, L., Tucker, P., Petersen, N.P., Labrecque J.L. (1983). The Magnetostratigraphy of Leg-73 Sediments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 42:65-90. 10.1016/0031-0182(83)90039-1
- Tauxe, L. & Kent, D. (2004). A simplified statistical model for the geomagnetic field & the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations. Was the ancient magnetic field In Channell JETC, Kent DV, Lowrie W, & Meert JG (eds.) *Geophysical Monograph Series 145: Timescale of the Internal Geomagnetic Field*, pp. 101–115, 10.1029/145GM07. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Tauxe, L. (2006) Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Phys. Earth Planet. Interiors* 156 223-241
- Tauxe, L., Gans P. & Mankinen, E. (2004). Paleomagnetism &  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from volcanics extruded during the Matuyama & Brunhes Chrons near McMurdo Sound, Antarctica. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5(6) (doi:10.1029/2003GC000656).
- Tauxe, L., Constable, C., Johnson, C.L., Koppers, A.A.P., Miller, W.R., & Staudigel, H. (2003). Paleomagnetism of the Southwestern USA recorded by 0-5Ma igneous rocks. *Geochemistry the Waianae sequence (Oahu, Hawaii, USA)*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 279–296
- Tauxe, L., H. Staudigel, and J. R. Wijbrans (2000), Paleomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from La Palma in the Canary Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1038, doi:[10.1029/2000gc000063](https://doi.org/10.1029/2000gc000063)
- Thellier, E. & Thellier, O., (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- 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. *Transactions of the Royal Society of London A* 306: 203–209.
- Thouveny, N. & Creer, K.M. (1992). Geomagnetic excursions in the past 60 ka: Ephemeral secular variation features. *Geology*, 20. 399-402.
- Tric, E., C., Laj, J., Valet, J-P., Tucholke, P., Paterne. & Guichard, F. (1991). The Blake geomagnetic event: transition geometry, dynamical characteristics & geomagnetic significance, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 1-13.
- Tutberidze, B. (2004). *Geology & Petrology of Alpine Late Orogenic Magmatism of the Central Part of Caucasian Segment*, Tbilisi University Publishers, Tbilisi, 1–340.
- Tutberidze, B. (2012). Cenozoic Volcanism of the Caucasian Mobile Belt in Georgia, its Geological-Petrological Peculiarities & Geodynamic Conditions. *Turkish J. Earth Sci.*, Vol. 21, 2012, pp. 799–815

- Valet J.P. & Herrero-Bervera E. (2011). A Few Characteristic Features of the Geomagnetic Field During Reversals. E. Petrovsky *et al.* (eds.), *The Earth's Magnetic Interior*, IAGA Special Sopron Book Series 1, doi 10.1007/978-94-007-03223-0\_10, Springer Science+Business Media B.V. 2011. in press <8145>
- Valet, J P, Meynadier, L., Guyodo, Y. (2005). Geomagnetic dipole strength & reversal rate during the past two million years. *Nature* 435, 802–805.
- Valet, J.P., Fournier, A., Courtillot, V., Herrero-Bervera, E. (2012) Dynamical similarity of geomagnetic field reversals, *Nature* Vol.490, 7418, 89–94, doi: 10.1038/
- Valet, J-P., Brassart, J., Quidelleur, X., Soler, V., Guillot, P-Y. & Hongre, L. (1999). Paleointensity variations across the last geomagnetic reversal at La Palma, Canary Islands, Spain. *J. Geophys. Res.* 104(B4):7577
- Valet, J-P., Turcholka, P., Courtillot, V. & Meynadier, L. (1992). Paleomagnetic constraints on the geometry of the geomagnetic field during reversals. *Nature* 356: 400–407.
- Vandamme, D. (1994). A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth & Planetary Interiors* 85: 131–142.
- Verosub, (1977). Depositional & post-depositional processes in the magnetization of sediments, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15. 129–145.
- Watker, G.P.L. (1990). Geology & volcanology of the hawaiian Island. *Pacific Sc.* 44. 315-347
- Watkins, N.D. (1973). Brunhes epoch geomagnetic secular variation on Réunion Islan. *J.Geophys. Res.*, 78: 7763-7768
- Watson, G.S. (1956). Analysis of dispersion on a sphere. *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*, 7 :153-159.
- Wilson, J.T. (1973). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 41, 863-870.
- Wilson, R.L. (1970). Permanent aspects of the earth's non-dipole magnetic field over upper tertiary times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 19: 417–439.
- Wilson, R.L. (1971). Dipole offset – The time-average paleomagnetic field over the past 25 million years. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 22: 491–504.
- Wilson, R.L., Dagley, P. & McCormack, A.G. (1972). Paleomagnetic evidence about the geomagnetic field. *Geophys. J.R. Astron.Soc.*, 28:213-224.
- Worm, H-U. (1997). A link between geomagnetic reversals & events & glaciations. *Earth Planetary Science Letters* 147: 55–67.
- Yu, Y. & Dunlop, D. (2003). On partial thermoremanent magnetization tail checks in Thellier paleointensity determination. *Journal of geophysical research*, vol. 108, no. B11, 2523, doi:10.1029/2003JB002420.