



UNIVERSIDAD MICHOACANA
DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA

**PRIMERA EVIDENCIA DEL EVENTO GEOMAGNÉTICO
'COBB MOUNTAIN' EN MÉXICO: ESTUDIO
PALEOMAGNÉTICO INTEGRAL DE FLUJOS DE LAVA
ASOCIADOS AL CAMPO VOLCÁNICO LOS AZUFRES
(MICHOACÁN, MÉXICO)**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS**

**CON ESPECIALIDAD EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

**PRESENTA
ING. NOEMÍ ESCUTIA SAUCEDO**

**ASESOR
DR. VICTOR HUGO GARDUÑO M.**

**COASESOR
DR. AVTANDIL GOGICHAISHVILI**

Es de importancia para quién desee
alcanzar una certeza en su investigación,
el saber dudar a tiempo.

Aristóteles

Agradecimientos

Agradezco infinitamente a Dios por permitirme llegar a esta etapa de mi vida y por regalarme todas las cosas hermosas que me da.

Agradezco a mi familia: mi mami y hermanas, que son las personas que me aman tal cual soy y a quienes amo con todo mi corazón. Espero que este nuevo logro en mi carrera las haga sentir orgullosas de mí.

Agradezco inmensamente al Dr. Avto, que me ha impulsado y ayudado mucho para culminar con esta nueva etapa de mi formación, además de depositar su confianza nuevamente en mí.

Agradezco al Dr. Manuel Calvo Rathert y a la Dra. Leda Sánchez Bettucci, quienes me acompañaron en el muestreo y contribuyeron con parte de mi investigación, además los admiro mucho, son excelentes personas.

Agradezco a todas las personas que, de alguna manera, colaboraron con mi trabajo. Y a todos los que me brindaron su apoyo en diferentes formas,

¡¡muchísimas gracias!!

RESUMEN

Este estudio reporta resultados paleomagnéticos detallados de 23 flujos de lava independientes pertenecientes al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM); 204 muestras orientadas fueron recolectadas del Campo Volcánico Los Azufres (CVAZ). Estos sitios fueron previamente fechados por el método geocronológico de ^{40}Ar - ^{39}Ar y abarcan mayormente los últimos 5 Ma. Se muestreó en sitios de fácil acceso y con la menor alteración posible. Las muestras fueron distribuidas de manera aleatoria a través de cada flujo con el fin de minimizar el efecto de remagnetización por posibles rayos y del movimiento de bloques. Los experimentos magnéticos, que incluyen mediciones de susceptibilidad en función de temperatura y ciclos de histéresis, en la mayoría de los casos, mostraron que la remanencia magnética es portada por titanomagnetita pobre en titanio de estructura magnética de dominio pseudo-simple resultado de la oxi-exsolución de la titanomagnetita original durante el enfriamiento del flujo inicial, lo cual indica que la magnetización primaria es de origen termoremanente. Las observaciones en el Microscopio de Luz Reflejada mostraron que, aunque los experimentos magnéticos sugieren la titanomagnetita como portador de la magnetización, también se encontraron otros minerales metálicos en las muestras como: cromita, hematita, ilmenita y magnetita, cabe mencionar que la abundancia de éstos es de alrededor del 5 %. Aunque algunos sitios se caracterizaron por componentes secundarias debido a rayos y a alteración hidrotermal, la magnetización remanente primaria se obtuvo de la mayoría de los especímenes usando los tratamientos térmico y por campo alternos. Tres sitios dieron polaridad magnética invertida (AZ-01, AZ-10 y AZ-15), tres más dieron polaridad intermedia (AZ-02, AZ-09 y AZ-18), y los restantes polaridad normal como se esperaba para las unidades correspondientes al Cron de Bruhnes. Dos sitios presentaron inconsistencias al calcular la dirección media por lo que se desearon (AZ-05 y AZ-12). La paleodirección principal, obtenida de 18 flujos (15 que dieron polaridad normal y 3 con polaridad invertida, convertidos a normal) es $\text{Inc} = 38.18^\circ$, $\text{Dec} = 353.73^\circ$ con $\alpha_{95} = 6.9$ y $k = 26$, la cual es prácticamente indistinguible de la paleodirección esperada para el Cratón Norteamericano. Nuestro resultado refuerza la hipótesis adelantada en estudios previos de la CVTM sobre la ausencia de rotaciones

tectónicas sobre ejes verticales en Plio-Pleistoceno a lo largo del CVTM, tal parece que este tipo de deformaciones son exclusivas para el Mioceno.

Se detectó una clara evidencia del cambio de polaridad Matuyama-Bruhnes a 0.79 Ma a través de las direcciones transicionales y/o intermedias lo cual ayuda a establecer las principales características del campo magnético terrestre durante las transiciones de polaridad. Se estableció una escala de referencia de polaridades magnéticas para la porción Oeste del CVTM que serviría como una herramienta poderosa de fechamiento absoluto probablemente más preciso que las fechamientos radiométricos. Este estudio muestra claramente la factibilidad de realizar estudios paleomagnéticos en áreas hidrotermalizadas, tal es el caso de Los Azufres, empleando la metodología adecuada y técnicas apropiadas. El presente trabajo abre nuevas perspectivas para los estudios de rocas alteradas por la circulación de fluidos calientes (menos de 400 °C) y, por tanto tiene una aportación metodológica clave para estudiar áreas similares en el mundo.

La aportación más importante de este trabajo es la evidencia de un evento de polaridad normal dentro del Cron Matuyama de polaridad inversa detectado en lavas con fechas de entre 1.22 y 1.14 Ma, por lo que parece corresponder al evento geomagnético Cobb Mountain, el cual no había sido encontrado, hasta ahora fuera de la zona de Mayacamas (Estado de California, Estados Unidos).

CONTENIDO

	Pág.
Capítulo 1. Introducción y Objetivos	9
1.1 Introducción	9
1.2 Motivación	10
1.3 Objetivo General	11
1.4 Metas	12
1.5 Hipótesis	12
 Capítulo 2. Bases Teóricas del Magnetismo Terrestre	 13
2.1 El Campo Magnético Terrestre	13
2.2 Modelos del Campo Magnético Terrestre	14
2.3 Inversiones del Campo Magnético Terrestre	18
 Capítulo 3. Fundamentos del Paleomagnetismo	 21
3.1 Tipos de Materiales Magnéticos	21
3.1.1 Paramagnetismo	21
3.1.2 Diamagnetismo	21
3.1.3 Ferromagnetismo	21
3.1.4 Ferrimagnetismo	22
3.2 Minerales Magnéticos	22
3.3 Tipos de Magnetización Remanente	23
3.3.1 Magnetización Remanente Natural	23
3.3.2 Magnetización Termoremanente	24
3.3.3 Magnetización Remanente Química	25
3.3.4 Magnetización Remanente Viscosa	25
3.3.5 Magnetización Remanente Isotermal	25
3.4 Estadística de Fisher	26
3.5 Identificación de Minerales Magnéticos	27
3.5.1 Susceptibilidad en función de Temperatura	27
3.5.2 Temperatura de Curie	28
3.5.3 Curvas de Histéresis y Espectros de Coercitividad	29
 Capítulo 4. Antecedentes	 31
4.1 Estudios Previos	31
4.2 Estudios Paleomagnéticos Anteriores	33
4.2.1 Aumento y Gutiérrez, 1980	33
4.2.2 Urrutia, <i>et al.</i> , 1985	33
 Capítulo 5. Área de estudio	 35
5.1 Contexto Geológico General	35
5.2 Marco Tectónico Regional	36
5.3 Contexto Geológico Local	38

Capítulo 6. Muestreo, descripción de sitios y edades radiométricas	41
Capítulo 7. Experimentos Magnéticos	45
7.1 Tratamientos Magnéticos	45
7.1.1 Preparación de las muestras	45
7.1.2 Medición de las Muestras	46
7.2 Magnetización remanente y saturación magnética en función de Temperatura	47
7.3 Ciclos de Histéresis y estructuras de dominio de minerales magnéticos	50
Capítulo 8. Observaciones bajo el Microscopio de Luz Reflejada	55
Capítulo 9. Determinación de Direcciones Paleomagnéticas	60
Capítulo 10. Principales Resultados y Discusión	72
Conclusiones Generales	74
Referencias Bibliográficas	76

ABREVIATURAS

α_{95}	Límite de confiabilidad
AF	Campos Alternos, por sus siglas en inglés
Ar	Argón
B	Inducción Magnética
Bc	Fuerza Coercitiva
CFE	Comisión Federal de Electricidad
CMT	Campo Magnético Terrestre
Cr	Cromita
CVAZ	Campo Volcánico Los Azufres
CVMG	Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato
CVTM	Cinturón Volcánico Transmexicano
D	Declinación
Dec	Declinación
DGI	Dipolo Geocéntrico Inclinado
E	Este
GAD	Dipolo Geocéntrico Axial, por sus siglas en inglés
GPTS	Escala de Tiempo de Polaridades Geomagnéticas, por sus siglas en Inglés
H	Vector total de campo magnético
Hc	Fuerza Coercitiva
Hcr	Fuerza coercitiva de saturación
Hm	Hematites
Hsat	Campo al cual la saturación es alcanzada
I	Inclinación
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aeronomy
Ilm	Ilmenita
Inc	Inclinación
IRM	Magnetización Remanente Isotermal, por sus siglas en inglés
Js	Saturación Magnética
K	Potasio
k	Parámetro de precisión
LIMNA	Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural
Ma	Millones de años
MGVF	Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato
Mr	Magnetización remanente
MRQ	magnetización remanente Química
Ms	Magnetización de saturación
N	Norte
NRM	Magnetización Remanente Natural, por sus siglas en inglés

nT	nanoTesla
O	Oeste
Plat	Paleolatitud
PSV	Variación Paleosecular, por sus siglas en inglés
S	Sur
SD	Dominio Sencillo o Simple, por sus siglas en inglés
SI	Sistema Internacional
T	Tesla
Tc	Temperatura de Curie
Ti	Titanio
Ti-Mgt	Titanomagnetita
TRM	Magnetización Termoremanente, por sus siglas en Inglés
VRM	Magnetización Remanente Viscosa, por sus siglas en inglés
W	Oeste, por su sigla en inglés

Capítulo 1. Introducción y Objetivos

1.1 Introducción

El paleomagnetismo es el estudio del campo magnético Terrestre registrado en rocas, principalmente ígneas y sedimentarias, al momento de su formación. Se basa en tres supuestos básicos: primero, considerar al campo magnético como un dipolo geocéntrico paralelo al eje de rotación de la Tierra y promediado en un tiempo considerado, de tal manera que los polos paleomagnéticos calculados en un área determinada coincidirán con los del eje de rotación; segundo, los minerales ferromagnéticos contenidos en las rocas son capaces de registrar el campo magnético terrestre; y tercero, la magnetización adquirida por una roca en el momento de su formación puede permanecer invariable en el tiempo (Butler, 1992; Tauxe, 1998; McElhinny & McFadden, 2000).

Las aplicaciones del paleomagnetismo son primordialmente dos: la geocronología y la paleo-orientación de terrenos geológicos, lo que en algunos casos permite conocer una evolución espacio-temporal.

Respecto a la segunda aplicación, el paleomagnetismo ha sido la herramienta más importante para la teoría de la tectónica de Placas ya que ha permitido demostrar los movimientos relativos entre placas, así como validar la expansión del piso oceánico. Su aplicación no sólo se ha centrado en cuestiones geodinámicas globales, ya que su versatilidad le ha permitido adaptarse a otras escalas menores. Cuando se ha reconocido la dirección del campo magnético primario de una roca de una determinada edad en una posición “estable” (no deformada) de una placa, cualquier desviación de este valor que se determina en otra posición “no estable” (zona de deformación) de la misma placa será una rotación de eje vertical y podrá ser interpretada en su contexto geológico local. Esta es la ventaja del paleomagnetismo respecto a otros métodos, tener una referencia original conocida, lo cual permite abordar de manera absoluta el problema de la caracterización de rotaciones, difícilmente reconocibles con precisión por el análisis estructural clásico.

El campo volcánico de Los Azufres cuenta con las características necesarias para considerar hacer un estudio paleomagnético: las rocas de las cuales está compuesto este campo tienen, en su composición química, los minerales adecuados para que se haya registrado el campo magnético primario. La otra característica importante es que cuenta con datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, lo que permite ubicar la polaridad magnética en la escala de tiempo geológico.

Un aspecto interesante de este estudio es determinar la factibilidad de realizar un estudio paleomagnético en zonas geotérmicas como lo es el CVAZ, lo que hace que la mayoría de las rocas se encuentren alteradas hidrotermalmente cambiando, en algunos casos, la mineralogía de la roca original.

Con los avances en estudios paleomagnéticos es conocido que el Campo Magnético Terrestre, que protege a la Tierra de los vientos solares, se comporta como un dipolo y que ha cambiado su polaridad a través del tiempo geológico y esto es lo único que se sabe hasta el momento, no se conocen las razones por las cuales el campo fluctúa constantemente hasta el punto de invertirse, ni tampoco se ha observado periodicidad alguna en este tipo de eventos, por eso los estudios paleomagnéticos permiten establecer una columna magnetoestratigráfica global, a la cual este trabajo contribuirá en una pequeña parte, determinando las direcciones del campo magnético en el momento de la formación del CVAZ, es decir, observaremos si, a lo largo de los 5 Ma que tiene el CVAZ y lavas aledañas, ha habido un cambio de polaridad en el Campo Magnético Terrestre y, por las dataciones radiométricas, podremos ubicarlo en la escala de tiempo geológico. De tal suerte que presentaremos la escala geomagnética de polaridades que serviría como una herramienta de fechamiento fiable (en ocasiones más preciso que las dataciones radiométricas) para la porción Oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Mankinen y Dalrymple, 1979).

1.2 Motivación

El registro de la variabilidad del campo geomagnético con el tiempo es esencial para comprender las condiciones en el núcleo líquido de la Tierra y en el límite entre el núcleo y el manto. Los registros paleomagnéticos detallados revelan la actividad en el interior profundo de la Tierra a muy diferentes escalas de tiempo. La variación paleosecular (PSV, por sus siglas en inglés) y las transiciones de polaridad son dos características principales del campo magnético de la Tierra. Los estudios de PSV como los de inversión son limitados cuando la edad de las unidades estudiadas está poco restringida. Este es el caso de las rocas volcánicas del centro y oeste de México. Aunque muchos estudios se han dedicado a estos problemas cruciales y más de 200 direcciones paleomagnéticas están disponibles para los últimos 5 Ma, sólo pocos sitios fueron fechados directamente.

Análisis de resultados paleomagnéticos de nueva generación muestran que los datos de latitudes bajas parecen estar más dispersos que los de latitudes altas. Este punto depende críticamente de

un conjunto de datos cercanos a la latitud 20°N. Muchos registros paleomagnéticos del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (véase la compilación de Ruiz, *et al.*, 2000 y Mejía, *et al.*, 2005) muestran una dispersión relativamente alta y la evidencia de rotaciones tectónicas (en su mayoría antihoraria, de 10° a 20°), que hace que sea difícil sacar conclusiones firmes acerca de la variabilidad del campo magnético de la Tierra. Steele (1985) y Herrero, *et al.* (1986) investigaron la variación paleosecular en una sección reciente del Cron de Brunhes y concluyeron que la desviación angular estándar era congruente con el valor predicho en los modelos de PSV. Bohnel, *et al.* (1990) revisaron esta conclusión y encontraron que la PSV para el centro de México era menor que los modelos de PSV, igual que el valor encontrado para Hawái y que la diferencia con el estudio de Herrero, *et al.* (1986) era debido a los criterios de selección aplicados al conjunto de datos (Urrutia, 1997; Conte, *et al.*, 2006).

Esta investigación tiene como objetivo contribuir a los registros de variación paleosecular en latitudes bajas e inversiones geomagnéticas o excursiones posibles, basados en estudios magnéticos de roca y paleomagnéticos detallados de 23 flujos de lava (núcleos paleomagnéticos estándar) asociados con el Campo Volcánico Los Azufres (CVAZ). Las edades disponibles van de 0 a 5 Ma. El CVAZ, el cual es parte del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (MGVF, por sus siglas en inglés) con aproximadamente 2000 estructuras volcánicas, parece ser la unidad más adecuada para los objetivos paleomagnéticos. Probablemente no hay otro Campo Volcánico Plio-Cuaternario en el mundo con una gran cantidad de volcanes monogenéticos y se puede decir que, en este sentido, es una característica única.

1.3 Objetivo General

Determinar la variación de los parámetros de campo magnético terrestre para los últimos 5 millones de años sobre las rocas ígneas del Campo Volcánico Los Azufres (CVAZ) y lavas aledañas, con la finalidad de establecer el patrón de las polaridades magnéticas para la región estudiada. Así mismo evaluar posibles deformaciones tectónicas a través de la estimación de las rotaciones de terrenos sobre ejes verticales.

1.4 Metas

1. Recolectar muestras de rocas volcánicas del CVAZ de fácil acceso y que, además, ya cuentan con edades radiométricas de ^{40}Ar - ^{39}Ar .
2. Determinar la factibilidad de obtener direcciones paleomagnéticas en zonas afectadas por hidrotermalismo.
3. Determinar la mineralogía magnética existente en las muestras de rocas del CVAZ y revelar los principales responsables de la magnetización remanente.
4. Generar una matriz de datos paleomagnéticos (inclinación, declinación e intensidad) de las lavas del CVAZ y aledañas.
5. Crear una escala magnetoestratigráfica de la región estudiada.
6. Estimar posibles deformaciones tectónicas expresadas en rotaciones de terrenos sobre los ejes verticales que pudieran corroborar el campo de esfuerzos actual y de los últimos 5 Ma.

1.5 Hipótesis

La cámara magmática que ha dado origen al CVAZ y lavas aledañas ha evolucionado a través del tiempo geológico; por lo tanto se tiene un registro continuo de los últimos 5 Ma por lo que el análisis paleomagnético de rocas de esta región permitirá observar las variaciones magnéticas en ese rango de tiempo.

Si estas rocas estuvieron sometidas a una deformación tectónica con un eje vertical, también esta secuencia de rocas presentaría un registro.

Capítulo 2. Bases Teóricas del Magnetismo Terrestre

2.1 El Campo Magnético Terrestre (CMT)

En el año 1600 se publicó el libro *De Magnete*, escrito por William Gilbert, en el que por primera vez se indicó que “el globo terrestre se comporta como un imán gigantesco”. Gilbert experimentó con esferas de magnetita y encontró que las limaduras de hierro colocadas en la superficie se autoalineaban en la misma dirección que las agujas magnetizadas suspendidas libremente situadas en posiciones correspondientes sobre la superficie terrestre. Llegó a la conclusión de que el magnetismo terrestre, por ser como el de una esfera uniformemente magnetizada, debía ser de origen interno. En 1839, Gauss probó rigurosamente que, sin duda, la mayor parte del campo magnético se origina bajo la superficie terrestre, pero que hay una parte pequeña y variable que se origina fuera (Holmes y Holmes, 1987).

La parte principal del campo magnético es igual al de un potente imán en forma de barra (dipolo) situado cerca del centro de la tierra a lo largo del eje que une los polos geomagnéticos norte y sur (Figura 1). Gauss determinó el campo dipolar que mejor encajaba con el campo principal real terrestre y encontró que había ciertas desviaciones irregulares, incluso cuando se descontaban las anomalías locales debidas a los efectos magnéticos de minerales de hierro de la corteza. Estas partes irregulares menores del campo principal se pueden representar por débiles imanes dipolares situados a unos centenares de kilómetros del centro de la Tierra. Así el campo total puede subdividirse en:

- Campo transitorio, originado por fuentes externas.
- Anomalías magnéticas, debidas a concentraciones o deficiencias de minerales y rocas magnéticas en la corteza.
- Campo principal de origen interno, subdividido a su vez en:
 - Campo mayor regular equivalente al de un potente dipolo colocado centralmente.
 - Campos residuales irregulares equivalentes a los de dipolos débiles no axiales (Holmes y Holmes, 1987).

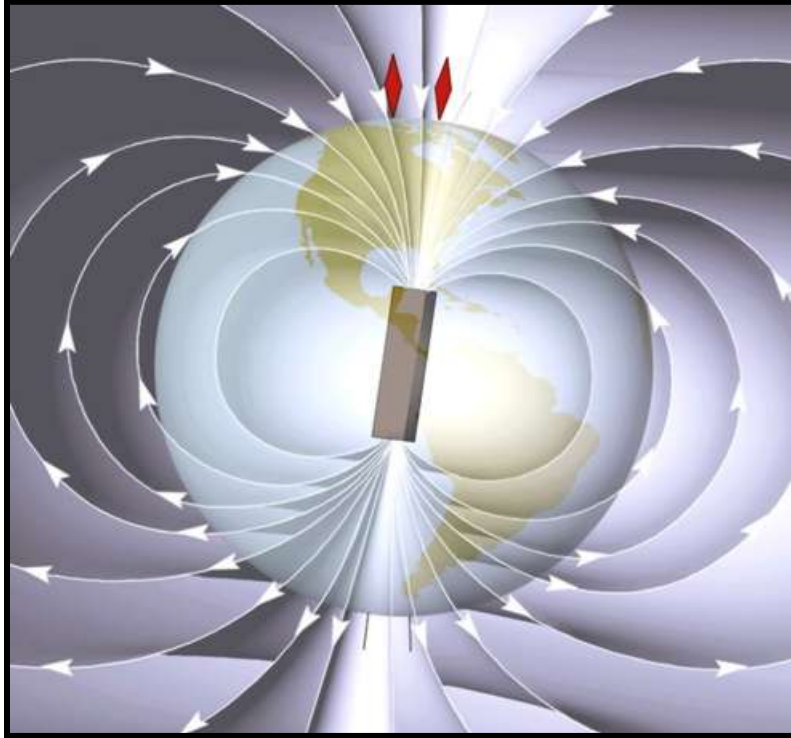


Figura 1. Modelo de las líneas de fuerza del campo magnético de la Tierra.
(<http://tlacaelel.igeofcu.unam.mx>)

2.2 Modelos del Campo Magnético Terrestre

La forma en que se origina el campo magnético en el núcleo externo no está muy bien entendida. Todas las teorías que tratan de explicar el origen del campo magnético terrestre, plantean la existencia de un mecanismo en el núcleo externo (fluido) parecido al de un dínamo magnetohidrodinámico (Butler, 1998), el cual consiste en un sistema con la capacidad de excitarse a sí mismo (Figura 2), y que por la generación de flujo de corrientes en presencia de un campo magnético de inducción ya existente, se crea otro campo magnético en cierta dirección, el cual es capaz de disminuir o aumentar en intensidad y de cambiar de sentido. La rotación de la Tierra puede ser un factor determinante en la moción de los fluidos del núcleo externo los cuales posiblemente sean los responsables de la existencia del campo geomagnético.

Para ciertas aplicaciones se asume el Modelo del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD por sus siglas en inglés) (Figura 3), el cual establece que el campo magnético terrestre es producido por un simple dipolo magnético situado en el interior de la Tierra paralelo al eje de rotación (Butler, 1992).

La ecuación que lo expresa es la siguiente:

$$H_h = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3} \quad (1),$$

donde M es el momento dipolar del dipolo geocéntrico axial; λ es la latitud geográfica, el rango de ésta va de -90 en el polo geográfico sur a 90 en polo geográfico norte; r_e es el radio de la tierra.

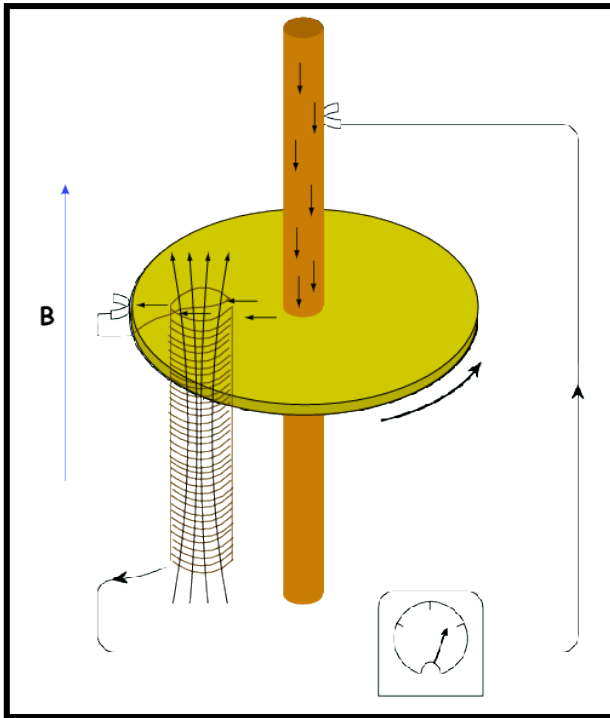


Figura 2. Dínamo autoexcitable. Un campo inicial B es reforzado por acción de la dínamo. Cuando la placa conductora se gira, la carga eléctrica se mueve perpendicular al campo magnético creando un potencial eléctrico entre el interior de la barra conductora y el borde externo de la placa. Si la placa conductora está conectada a una bobina, de tal manera que la corriente pueda producir un campo magnético en la misma dirección que el campo inicial, entonces el campo magnético es mejorado (Butler, 1992).

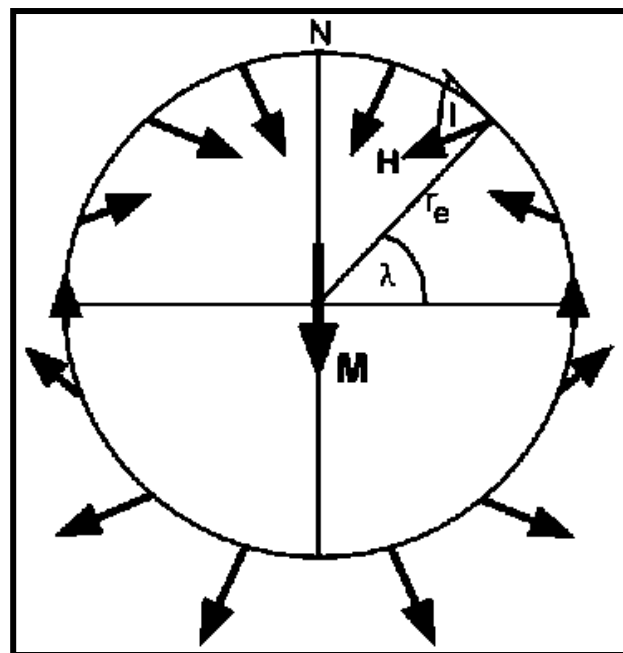


Figura 3. Representación del modelo del dipolo geocéntrico axial, M está en el centro de la tierra y alineado con el eje terrestre, λ es la latitud geográfica, r_e es el radio de la tierra y la dirección del campo magnético en la superficie de la Tierra es representado por I que es la inclinación (Butler, 1992).

Según este modelo el campo geomagnético medido en la superficie de la Tierra es un valor vectorial, el cual posee magnitud (intensidad magnética) y una dirección, la cual se descompone en un valor de declinación y de inclinación; la declinación abarca un rango de 360° y es el ángulo que forma el Norte magnético con el Norte geográfico en el plano horizontal, y la inclinación es el ángulo entre el vector de campo y la horizontal (Figura 4), la cual va de $+90$ a -90 , está definida positiva cuando apunta hacia el Sur geográfico, es decir para puntos en el Hemisferio Norte y negativa cuando apunta hacia el Norte geográfico.

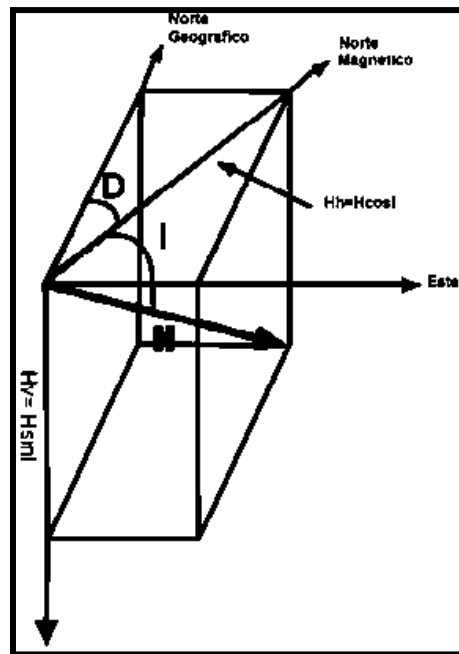


Figura 4. Se representan las componentes principales del campo magnético, H es el vector total del campo magnético y puede dividirse en: 1) una componente vertical, $H_v = H \cdot \sin(I)$ y 2) una componente horizontal, $H_h = H \cdot \cos(I)$; Inclinación, I , es el ángulo vertical entre H y la horizontal (buzamiento); Declinación, D , es el ángulo azimutal entre la componente horizontal de H ($=H_h$) y el norte geográfico; la componente del campo magnético en la dirección del norte geográfico es $H \cdot \cos(I) \cos(D)$; la componente Este es $H \cdot \cos(I) \sin(D)$ (Butler, 1992).

Existe otro modelo, propuesto por Gilbert en el siglo XVII que describe de una mejor forma el campo geomagnético actual, es el modelo del Dipolo Geocéntrico Inclinado (DGI) (Figura 5), el cual, como su nombre lo indica, está inclinado con respecto al eje de rotación, aproximadamente 11.5° .

Los polos en este modelo son los denominados polos geomagnéticos, son los puntos en la superficie terrestre en los que intersecta al eje inclinado geomagnético (ver Figura 5), éstos no coinciden con los polos magnéticos terrestres, es decir, con los puntos en la superficie de la Tierra

donde el campo magnético es vertical. A través de este modelo se puede representar aproximadamente el 90% del campo magnético terrestre total, el 10% restante se refiere al campo geomagnético no dipolar (Merrill y McElhinny, 1983).

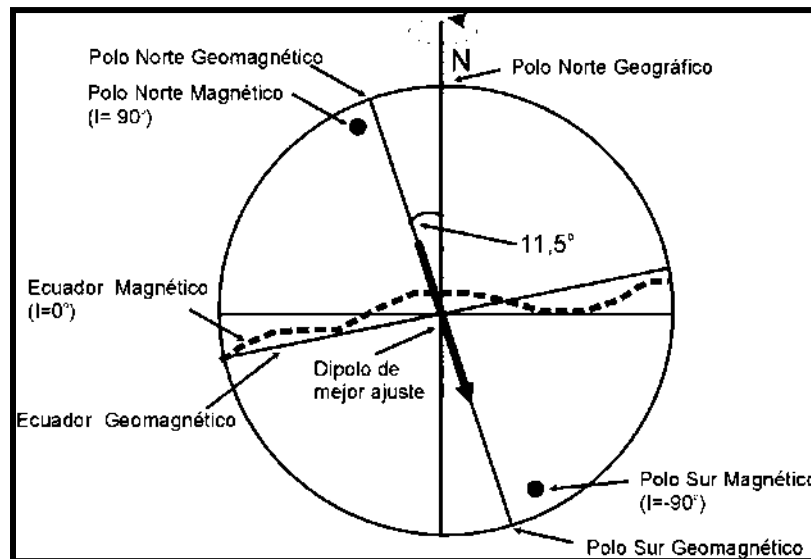


Figura 5. Modelo del dipolo inclinado geocéntrico. El mejor ajuste del dipolo geocéntrico inclinado es mostrado en la sección meridional que cruza a través de la Tierra en el plano del dipolo geocéntrico; las distinciones entre los polos magnéticos y geomagnéticos son ilustradas; una comparación esquemática del ecuador geomagnético y magnético es también mostrada (Butler, 1992).

Existe otro modelo que es el modelo del dipolo excéntrico. Éste es el que mejor se adapta al campo geomagnético actual. Según este modelo el eje del dipolo actualmente se sitúa a unos 500 km del centro de la Tierra, hacia la parte noroeste de la Cuenca del Pacífico. Este modelo puede perfectamente describir el campo geomagnético en algunas localidades, pero en otras más del 20% del campo geomagnético observado en superficie no puede ser explicado. Esta discrepancia demuestra la existencia de un campo magnético no dipolar, el cual puede ser determinado restando el campo magnético observado al campo magnético descrito por el modelo del dipolo excéntrico (Butler, 1998).

El campo magnético observado en la superficie terrestre es, en mayor parte, de origen interno de la Tierra, y deriva de un potencial magnético; esto fue confirmado por Gauss, en 1839, a partir de un análisis matemático realizado a datos del campo magnético en superficie, medido en 84 puntos distribuidos en todo el globo (Sagnotti y Meloni, 1993). Partiendo de la hipótesis de que el campo magnético es conservativo, la ley física de inicio es la ecuación de Laplace:

$$\Delta V = 0 \quad (2),$$

donde Δ es el Gradiente que, en coordenadas esféricas, es:

$$\left(\frac{\partial}{\partial r} \rightarrow + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \rightarrow + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial^2}{\partial \phi^2} \rightarrow \right) \quad (3).$$

La parte del potencial magnético que tiene su origen en el interior de la Tierra, es decir, la mayor parte del potencial, está dado por:

$$V = a \sum_n^\infty \sum_m^n \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} [g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi] P_n^m(\cos \theta) \quad (4),$$

siendo a el radio medio de la Tierra si se considera esférica, r la distancia del punto genérico al centro de la Tierra, θ la colatitud (latitud menor de 90°), ϕ la longitud, g_n^m y h_n^m , coeficientes de Gauss y $P_n^m(\cos \theta)$ es una función de Schmidt, es decir, una función asociada de Legendre de grado n y de orden m del tipo cuasi-normalizado (Sagnotti y Meloni, 1993).

Calculando el gradiente del potencial del dipolo magnético, e interrumpiendo la resolución en $n = 1$, se obtiene la ecuación del campo magnético interno:

$$H = \left[2g_1^0 \frac{a^3}{r^3} \cos \theta \right] r + \left[g_1^0 \frac{a^3}{r^3} \sin \theta \right] \theta \quad (5).$$

El sistema de medición para el campo magnético terrestre, recomendado por la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy por sus siglas en inglés) es el Sistema Internacional (SI). El campo magnético se expresa en términos de inducción magnética B , cuya unidad de medida es la Tesla (T) (Butler, 1998).

Sobre la superficie de la Tierra, el campo oscila entre valores de 23500 nT en el Ecuador y alrededor de 68000 nT en los polos (Sagnotti y Meloni, 1993).

2.3 Inversiones del Campo Magnético Terrestre

Las inversiones son los eventos geomagnéticos mejor documentados por el paleomagnetismo y hoy en día sabemos que el campo se ha invertido miles de ocasiones en la historia de la Tierra. También sabemos que no se trata de un fenómeno aislado; el Sol, por ejemplo, cuenta con campo magnético que invierte su polaridad con mucha frecuencia y regularidad. La Vía Láctea tiene un campo magnético global que, a gran escala, parece invertirse también. La evidencia y modelos parecen indicar que el origen de los campos magnéticos se encuentra en los núcleos y con mecanismos de autogeneración, en el caso de la Tierra el campo magnético se origina en el núcleo y las variaciones principales son de carácter interno, al hablar de las inversiones (o excursiones), su registro en rocas y al mecanismo que las generan, nos referimos a las fuentes de origen interno

únicamente. Para el caso del campo magnético de la Tierra la definición de inversión es un cambio de 180° en la dirección del campo dipolar, globalmente observado y promediado en unos cuantos miles de años, esta definición se reduce a decir que una inversión es un cambio estable en el signo del campo axial dipolar (Cervantes, 2008).

Mercaton (1926) fue el primero en afirmar que si las magnetizaciones inversas que presentan las rocas se debían a las inversiones del campo magnético de la Tierra, entonces debería de haber un registro paleomagnético distribuido sobre toda la Tierra. Las rocas de la misma edad deberían de tener la misma polaridad sin importar en que parte de la Tierra se encuentren. Más tarde Matuyama (1929) demostró que lavas del cuaternario temprano tenían polaridad inversa mientras que lavas más jóvenes presentaban polaridad normal. Estos trabajos impulsaron la idea de que era posible la existencia de una secuencia geológica ordenada de inversión de polaridades magnéticas. En todos esos estudios las observaciones estaban basadas en los métodos de fechamiento poco precisos de la época y se basaban en la identificación de fósiles. Ya con el desarrollo de los métodos radiométricos de fechamiento (años 60's), en particular el de K-Ar, fue posible fechar un amplio número de lavas con mucho mayor precisión y se pensó en la creación de una escala temporal absoluta de polaridades magnéticas (Cervantes, 2008).

Utilizando conjuntamente las polaridades magnéticas y el fechamiento radiométrico, se definió una escala de tiempo y polaridades magnéticas que sugería una periodicidad en las inversiones magnéticas cercana al millón de años. Sin embargo los nuevos datos rápidamente mostraron que no hay tal periodicidad y se fue ampliando la escala tanto en longitud como en resolución. Dentro de los intervalos en donde predomina una polaridad con duración del orden de 1Ma, podía haber intervalos más cortos de polaridad opuesta del orden de 0.1Ma. A los intervalos mayores se les denominó "Épocas de polaridad magnéticas" y a los intervalos menores se les llamó "Eventos". A las épocas se les asigna el nombre de los pioneros en magnetismo (Brunhes, Matuyama, Gilbert etc.) mientras que a los eventos se les asigna el nombre de la localidad en donde se encontraron (Figura 6). En la actualidad los términos de Cron y sub-cron han reemplazado a los de época y evento respectivamente. A la escala de tiempo de polaridades geomagnéticas se le denomina GPTS por sus siglas en inglés.

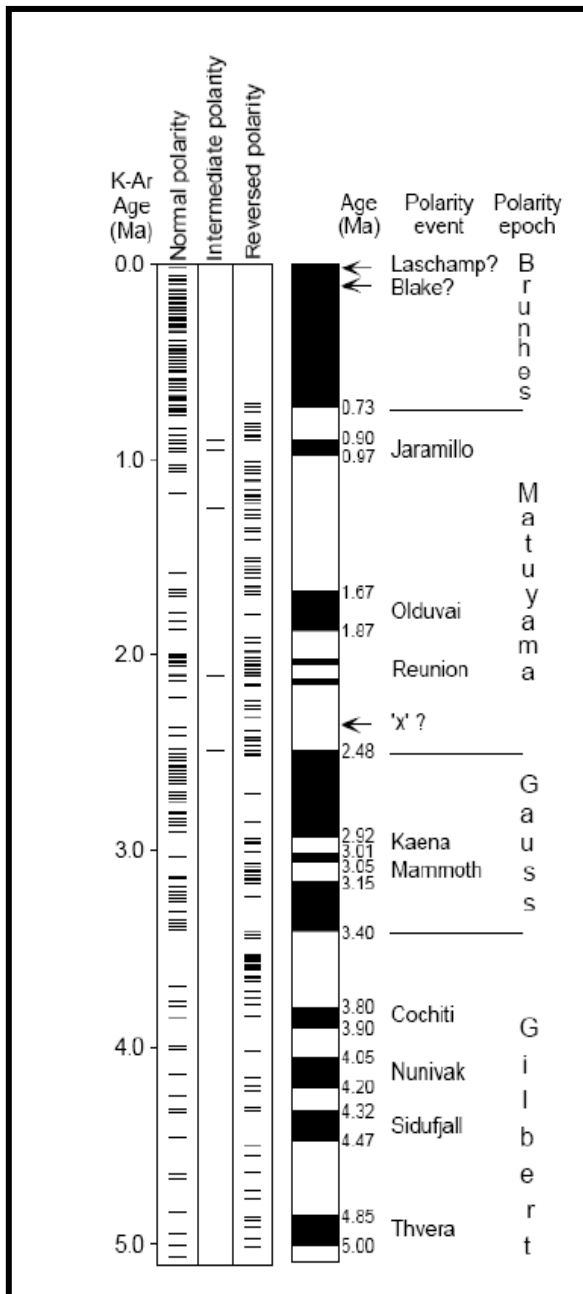


Figura 6. Escala de polaridades magnéticas para los últimos 5 Ma (Mankinen y Dalrymple, 1979), las zonas oscuras representan polaridad normal, las blancas zonas de polaridad invertida. Las edades que se muestran fueron hechas por métodos radiométricos.

Capítulo 3. Fundamentos del Paleomagnetismo

3.1 Tipos de Materiales Magnéticos

En la naturaleza, ciertos materiales son más propensos a adquirir magnetización ya sea remanente o inducida, esto depende directamente del contenido de minerales magnéticos que estos presentan y sus propiedades físicas. La magnetización de las rocas no es más que el efecto de fenómenos vinculados con las estructuras atómica y cristalina de las mismas; en efecto, generalizando se puede decir que, la magnetización de las rocas tiene su origen en el momento magnético de sus átomos constituyentes y está regida por el ordenamiento de éstos en su red cristalina (Butler, 1992).

3.1.1 Paramagnetismo

Esta propiedad se puede definir como la tendencia de los momentos magnéticos libres (*spin* u orbitas) a alinearse paralelamente a un campo magnético, pero al retirar el campo la magnetización se reduce a cero. Los ejemplos más comunes son: Piroxenos [(Mg, Fe) SiO₃], Biotita [K (Mg, Fe)₃AlSi₃O₁₀ (OH)₂], Granate [(CaAl₂Si₃O₁₂)], Anfíboles [Ca₂(Mg, Fe)₅ Si₈O₂₂ (OH)₂] (Butler, 1992).

3.1.2 Diamagnetismo

El diamagnetismo responde al aplicarse un campo magnético, adquiere una pequeña inducción magnética opuesta al campo magnético H. La aplicación de un campo magnético perturba el movimiento de los electrones en las órbitas y produce pequeñas magnetizaciones opuestas al campo aplicado (Butler, 1992). Algunos ejemplos de materiales diamagnéticos son el bismuto metálico, el hidrógeno, el helio y los demás gases nobles, el cloruro de sodio, el cobre, el oro, el silicio, el germanio, el grafito, el bronce y el azufre.

3.1.3 Ferromagnetismo

Los sólidos ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos, pero a diferencia de las partículas paramagnéticas, éstos tienen una fuerte interacción entre ellos es por eso que estos sólidos ferromagnéticos pueden registrar campos magnéticos adquiridos. Estos tienen un límite de

adquisición de magnetización que es llamada saturación magnética (J_s). La saturación magnética decrece con el aumento de temperatura (Butler, 1992).

3.1.4 Ferrimagnetismo

Se caracteriza porque los materiales que lo presentan tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente de diferente magnitud, dando lugar a un momento resultante diferente de cero, incluso en ausencia de un campo exterior. La magnetización de saturación decrece con el incremento de la temperatura, llegando a cero al alcanzar la temperatura de Curie (T_c), la cual es característica de los minerales ferrimagnéticos; por encima de la T_c los materiales se vuelven paramagnéticos. Otra de las principales características de los materiales ferrimagnéticos es la de registrar o retener la dirección del campo aplicado, al ser este retirado la magnetización no se vuelve cero (magnetita, titanomagnetitas, titanohematitas, pirrotita).

3.2 Minerales Magnéticos

Los minerales portadores de la magnetización remanente son principalmente óxidos de hierro y de titanio, se representan en el diagrama ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂, (Figura 7) y se agrupan en tres familias principales.

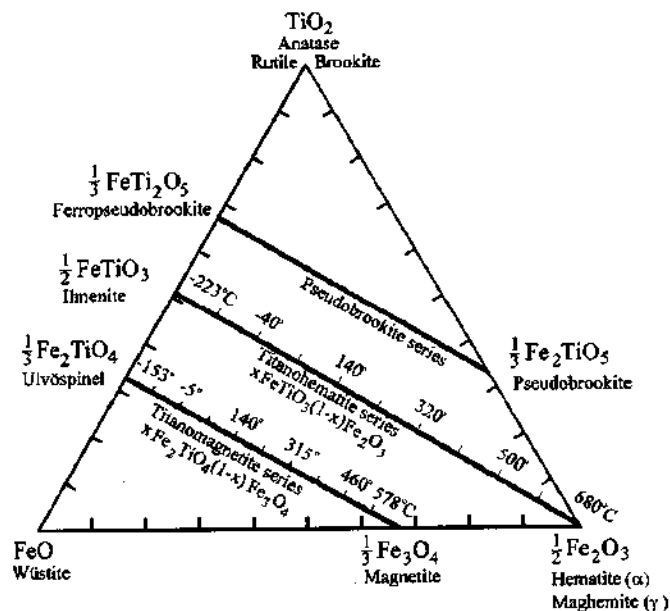


Figura 7. Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio

1. Serie Magnetita-Ulvoespinela ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$). Son titanomagnetitas con estructura de espinela invertida y son comunes en rocas volcánicas. La Temperatura de Curie de estas titanomagnetitas disminuye linealmente magnetita a ulvoespinela, es decir de aproximadamente 575°C a 153°C.
2. Serie Titanita-Maghemita ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_5\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Corresponde a titanomagnetitas pobres en hierro y oxidadas a temperaturas bajas. Tienen estructura molecular similar a la magnetita, pero con sitios vacíos. Durante el calentamiento se transforman a titanohematitas, pasando de una estructura cristalina cúbica a romboédrica. Esta transformación es irreversible y ocurre entre los 300°C y 400°C.
3. Serie Hematita-Ilmenita ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$). Presentan estructura cristalina romboédrica. Para ciertas composiciones se presenta un acoplamiento negativo entre los iones de Fe^{3+} , por lo que esta serie tiene propiedades antiferromagnéticas. Sin embargo, las magnetizaciones de dos sitios no son exactamente antiparalelas, lo que resulta en un ferromagnetismo residual débil. Gracias al ferromagnetismo débil, la hematita puede portar magnetización remanente. La T_c de la hematita varía entre los 675° y 685°C; la ilmenita tiene una T_c del orden de ~200°C y es paramagnética a temperatura ambiente (Stacey y Banerjee, 1974).

3.3 Tipos de Magnetización Remanente

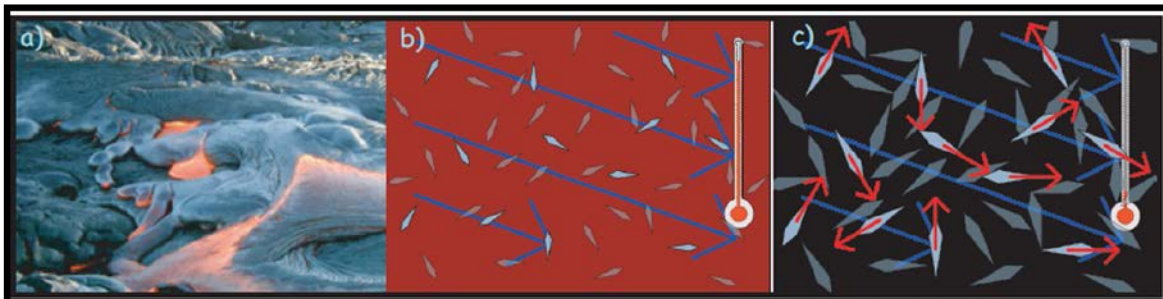
3.3.1 Magnetización Remanente Natural (NRM, por sus siglas en inglés)

El magnetismo remanente natural es el que se encuentra contenido en la roca antes de que la roca sea tratada en laboratorio, también se podría definir como la suma de magnetizaciones que la roca ha almacenado a lo largo de su historia. Estas magnetizaciones dependen directamente del campo geomagnético y de los procesos de formación de la roca y la historia posterior a la formación de la misma. La NRM está compuesta típicamente por más de una componente. El magnetismo que se adquiere durante la formación de la roca es llamada magnetización primaria y el magnetismo adquirido después de la formación de la roca, es llamado magnetismo secundario. Las magnetizaciones secundarias pueden ocultar a la magnetización primaria. La NRM entonces se

puede expresar como la suma de las magnetizaciones secundarias y la magnetización primaria de la roca (Butler, 1992).

3.3.2 Magnetización Termoremanente (TRM, por sus siglas en inglés)

Esta magnetización se origina principalmente en rocas con altas temperaturas de formación, dando lugar a que sus minerales magnéticos se orienten paralelamente al campo magnético aplicado, cuando la roca comienza en su proceso de enfriamiento y pasa por debajo del punto de Curie es entonces cuando la magnetización queda registrada por la fuerte interacción (de características cuánticas) que hay entre los momentos atómicos (Tauxe, 2005). Este tipo de magnetización es la que se genera principalmente en rocas ígneas (Figura 8), es por eso que su comprensión es importante para el presente trabajo, ya que las unidades litológicas en estudio son todas de origen ígneo.



La TRM tiene ciertas características útiles en estudios paleomagnéticos:

- En términos generales su dirección es aproximadamente paralela a la del CMT (condición valida dada la baja intensidad del CMT).
- La TRM adquirida en determinado intervalo de temperaturas es independiente de la adquirida en otro intervalo de temperaturas diferente.
- La TRM es mucho más estable que otras clases de magnetización remanente, es muy resistente a procesos de desmagnetización y tiene factores de relajación pequeños por lo que, a temperatura ambiente, permanece invariable por largos periodos (Tauxe, 2005).

3.3.3 Magnetización Remanente Química (MRQ).

Los cambios o alteraciones químicas dan como resultado la adquisición de magnetizaciones remanentes químicas (Figura 9). Las alteraciones químicas envuelven a los minerales ferromagnéticos, incluyendo las alteraciones de los minerales preexistentes o la precipitación de minerales ferromagnéticos en solución, este tipo de magnetización se origina principalmente en rocas sedimentarias y metamórficas. Los granos de tamaño pequeño tienen un tiempo de relajación corto y éstos son superparamagnéticos. Cuando el grano va aumentando su volumen, por aporte de soluciones químicas, su tiempo de relajación aumenta dramáticamente y cambia de superparamagnético a un grano estable de dominio simple (Tauxe, 2005).

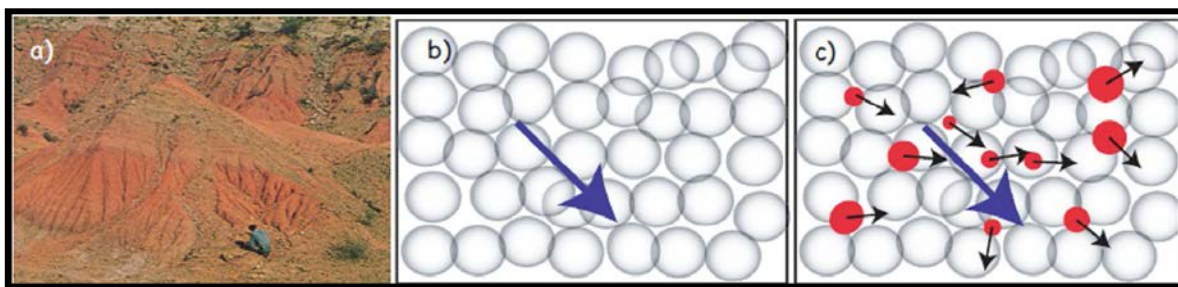


Figura 9. a) Capas rojas de la formación Chinji, Pakistán, este tipo de material acarrea magnetismo, por el contenido de magnetita y hematita que también le da la pigmentación roja. b) Estado inicial sin matriz magnética c) Minerales con tendencia a alinearse paralelamente al campo magnético ambiental representado por la flecha azul (Tauxe, 2005).

3.3.4 Magnetización Remanente Viscosa (VRM, por sus siglas en inglés).

Es la magnetización que adquiere una roca mediante la exposición de ésta a campos magnéticos pequeños. Ésta es un tipo de magnetización secundaria que se produce en la roca por acción del campo magnético mucho después de su formación (Butler, 1992). En circunstancias normales una VRM tiende a ser adquirida en temperaturas relativamente constantes, como por ejemplo la temperatura ambiental superficial de la Tierra (Tarling, 1983).

3.3.5 Magnetización Remanente Isotermal (IRM, por sus siglas en inglés).

Una magnetización remanente isotermal es la magnetización resultante de una corta exposición de un material a fuertes campos magnéticos en superficies a temperaturas ambientales. Esta magnetización es frecuentemente generada en el laboratorio, por ejemplo, cuando se hacen mediciones de histéresis magnética. Una IRM resulta de la exposición de un material a un impacto de un rayo, lo cual puede formar una magnetización remanente secundaria significativa, y en algunas ocasiones puede remagnetizar completamente a una muestra. El campo producido por un

rayo puede ser de hasta 100 mT y es probable que cause una IRM dentro de un radio de dos metros del punto donde haga su descarga (Butler, 1992).

3.4 Estadística de Fisher

El estadístico británico R. A. Fisher, en 1953, derivó una función de densidad de probabilidad aplicable a los vectores de las direcciones paleomagnéticas, representados por puntos en una esfera. Dicha función se conoce como la distribución de Fisher, $(P_{dA}(\theta))$. Ésta da la probabilidad, por unidad de área angular, de encontrar un punto representativo de una dirección en un área angular (dA) , centrado a cierto ángulo θ de la dirección media principal. El área angular es expresada en radianes, siendo el área angular total de una esfera 4π esteradianes (Butler, 1998). La distribución de Fisher está dada por la función:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh(k)} \exp(k \cos \theta) \quad (6),$$

donde θ es el ángulo desde la dirección media ($\theta = 0$ en la dirección media), y k es el parámetro de precisión (Butler, 1998).

El parámetro de precisión k teórico varía desde 0, si los vectores de la población total de direcciones paleomagnéticas están distribuidos de forma dispersa, hasta infinito, si dichas direcciones coinciden con la dirección media (Morris, 2003). La mejor estimación de este parámetro está dada por:

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad (7),$$

siendo N el número total de muestras y R la suma de los vectores unitarios de la población total.

Otro parámetro estadístico importante es el α_{95} o límite de confiabilidad, el cual es el ángulo que contiene el 95% de las direcciones paleomagnéticas (Butler, 1998), gráficamente se representa como un cono de radio máximo α_{95} alrededor de la dirección media. Está dado por:

$$\alpha_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{k}} \quad (8).$$

Una dirección paleomagnética media bien definida debe poseer valores de $k > 10$ y $\alpha_{95} < 15^\circ$ (Morris, 2003).

3.5 Identificación de Minerales Magnéticos

El análisis de mineralogía magnética busca determinar qué tipo de minerales magnéticos están presentes en las rocas, y de qué forma contribuyen éstos a la NRM; sólo una pequeña fracción de los minerales magnéticos presentes en las rocas son responsables de la magnetización observada, y generalmente tal magnetización está relacionada a los granos de dominio simple (SD, por sus siglas en inglés), los cuales son difícilmente identificables a través de los tradicionales métodos de análisis petrológicos (Butler, 1998).

Entre los métodos para la identificación de minerales magnéticos, se encuentran los de observación indirecta que consisten en la medición de las propiedades magnéticas de las rocas, entre estos métodos se encuentran: determinación de temperaturas de Curie, estudio de la curva de histéresis y análisis del espectro de coercitividad. Existen además otros métodos que no son tan usados como análisis químico y transición a baja temperatura.

3.5.1 Susceptibilidad en función de Temperatura

La susceptibilidad magnética es un parámetro adimensional que refleja lo magnetizable que es un material. En la mayoría de los materiales esta propiedad varía según la temperatura. Además, depende de la concentración, forma y tipo de grano que conforma la roca y de la magnitud del campo externo.

En la Tabla 1 se presentan el rango y el promedio de la susceptibilidad magnética de algunas rocas y minerales. Los materiales diamagnéticos presentan valores de susceptibilidad negativa, debido a que la magnetización en estos materiales se genera en sentido opuesto al del campo aplicado. Los materiales paramagnéticos registran susceptibilidades positivas bajas, ya que la magnetización de éstos es débil. En cambio, los materiales ferromagnéticos muestran valores de susceptibilidad altos y positivos, ya que poseen propiedades magnéticas fuertes (Tauxe, 1998).

Mineral o Roca	Susceptibilidad x 10 ³ (SI)	
	Rango	Promedio
Magnetita	1200-19200	6000
Hematita	0.5	7
Arcillas	----	0.2
Pirrotita	1-6000	1500
Limonita	----	2.5
Calcita	-0.001- -0.01	----
Pirita	0.05 – 5	1.5
Lutita	0.01 – 15	0.6

Tabla 1. Susceptibilidad magnética de varias rocas y minerales (Tauxe, 1998).

3.5.2 Temperatura de Curie

La temperatura de Curie, en principio, debería proveer de un diagnóstico simple de los minerales magnéticos presentes en las rocas (McElhinny y McFadden, 2000). Este experimento consiste en calentar progresivamente la muestra mientras se le aplica un campo magnético externo fuerte de aproximadamente 100 mT. Se busca observar la variación de la susceptibilidad magnética en la muestra con el aumento de la temperatura (Sagnotti y Meloni, 1993).

La temperatura a la que la susceptibilidad presente el mayor crecimiento será la temperatura de Curie del mineral magnético responsable de la magnetización en la muestra.

Este fenómeno se explica por medio de la Ley de Curie, la cual establece que la susceptibilidad magnética de ciertos materiales decrece con el aumento de la temperatura:

$$X = \frac{M}{H} = \frac{\mu_0 N p^2}{3 K_B T} = \frac{C}{T} \quad (9),$$

donde N es el número de átomos por unidad de volumen; p es el momento magnético atómico, K_B es la constante de Boltzmann y T es la temperatura.

La temperatura a la cual ocurre este fenómeno es distinta según el tipo de mineral, y es denominada temperatura de Curie.

El proceso para la determinación de la temperatura de Curie incluye la etapa de enfriamiento de la roca, sometida aún al campo magnético externo. Las curvas de calentamiento y de enfriamiento seguirán la misma trayectoria cuando no ocurra ninguna transformación mineralógica durante el calentamiento de la muestra, en cuyo caso se dice que el proceso es reversible. Por el contrario, si las curvas no siguen la misma trayectoria, significa que durante el proceso de calentamiento ocurrió una modificación de la mineralogía magnética, en cuyo caso se dice que el proceso es irreversible (Sagnotti y Meloni, 1993). Los procesos irreversibles ocurren cuando minerales presentes en la muestra pasan a formar nuevos minerales magnéticos por efecto del aumento de la temperatura. La variación de la susceptibilidad presentará un comportamiento diverso y se observarán temperaturas de Curie correspondientes a los nuevos minerales magnéticos formados (Bassano, 2007). El rango de la temperatura aplicada en este proceso, en general, va desde el valor de la temperatura ambiente hasta 700 °C.

Para el estudio de la mineralogía magnética es esencial examinar los cambios mineralógicos que ocurren con el calentamiento, prestando particular atención en la creación y destrucción de las diversas fases magnéticas. La temperatura a la cual ocurre el cambio pudiera ser indicativa del tipo

de modificación mineralógica ocurrida. Cada fase mineralógica posee una única y específica temperatura de Curie (Bassano, 2007).

3.5.3 Curvas de Histéresis y Espectros de Coercitividad

La curva de histéresis de un mineral magnético muestra el patrón de magnetización de dicho mineral. La curva se realiza sometiendo la muestra a campos magnéticos isoterms de aumento progresivo. Como primera etapa se aplica un campo magnético alto, los minerales magnéticos presentes en la muestra experimentarán una magnetización de saturación, seguidamente se comienza a aplicar a la muestra un campo magnético de menor intensidad que el campo máximo y así progresivamente hasta llegar a un campo magnético de intensidad cero, a este punto se comienza a aplicar un campo magnético inverso que aumenta progresivamente hasta que la muestra alcanza la magnetización de saturación pero en la dirección opuesta, para completar el ciclo se continúa aplicando un campo magnético isoterms pero que disminuye de intensidad paulatinamente hasta alcanzar el valor cero de intensidad, de allí se aumenta el campo magnético pero en dirección opuesta (dirección inicial) hasta que la muestra alcanza nuevamente la magnetización de saturación en la dirección de la primera etapa del ciclo (Butler, 1998).

Con la curva de histéresis se determinan parámetros como: magnetización de saturación (J_s), campo al cual esta saturación es alcanzada (H_{sat}), y la fuerza de coercitividad (H_c), la cual indica el valor del campo necesario para desmagnetizar una muestra. Dichos parámetros dependen de la naturaleza del mineral magnético (Vallenilla, 2005). La forma de la curva depende de la presencia o de la ausencia de minerales magnéticos de dominio simple.

El análisis del espectro de coercitividad se usa para identificar la presencia de minerales magnéticos, como la hematita, titanomagnetitas, goethita, con H_c alta, a través del contraste de coercitividades (Butler, 1998). El procedimiento consiste básicamente en inducir una magnetización remanente exponiendo la muestra a un campo magnético externo isoterms, el proceso se repite pero con un campo externo más fuerte y así sucesivamente, hasta que la muestra se satura, luego se comienza a aplicar un campo en dirección contraria hasta que la muestra se desmagnetiza, de esta forma puede conocerse la fuerza de coercitividad del mineral magnético dominante en la muestra y, dependiendo de qué tan rápido se desmagnetiza la muestra y de cuánto se sigue magnetizando la muestra una vez alcanzada una cierta

magnetización, se podrá determinar qué mineral magnético está presente en la roca. A través de este método se pueden detectar pequeñas cantidades de minerales con coercitividades altas, como la hematita (Butler, 1998).

Con este método se obtienen los parámetros M_s , M_r , H_{cr} y H_c , los cuales son respectivamente magnetización de saturación, magnetización remanente, fuerza coercitiva de saturación y fuerza coercitiva (Vallenilla, 2005).

Capítulo 4. Antecedentes

4.1 Estudios Previos

El campo volcánico Los Azufres es también un campo geotérmico, es por eso principalmente que desde la década de los setenta se han hecho estudios en la zona, primeramente para determinar la factibilidad de la explotación geotérmica, los cuales en su mayoría fueron realizados por la Comisión Federal de Electricidad y posteriormente se han realizado estudios geológicos, para caracterizar estructuralmente la zona y así aprovechar de manera más efectiva el ascenso de los fluidos hidrotermales, estos estudios también se llevaron a cabo por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Más recientemente se han realizado estudios geológicos, petrológicos, de caracterización de alteraciones hidrotermales, ambientales y vulcanológicos.

En 1991, Aida López Hernández hace un estudio en la zona de tipo estructural, basada en estudios anteriores (Por ejemplo: Garduño y Martiñón, 1984, Garduño, 1985 y 1987; De la Cruz, *et al.*, 1982; Demant, *et al.*, 1975; Dobson, 1984; Viggiano, 1990; Robin, 1985; Razo, *et al.*, 1989) llegando a las siguientes conclusiones:

- Existe una caldera volcánica anterior al ciclo hidrotermal de Los Azufres, la cual tiene una edad que varía entre 3.4 y 2.6 Ma, no asociada con la actividad geotérmica actual.
- El vulcanismo cuaternario varía en composición, de riolítica a andesítica.
- El emplazamiento del Complejo Volcánico, al que se asocia el Campo Geotérmico de Los Azufres, está controlado por accidentes regionales asociados a la evolución del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).
- De acuerdo a las características de fracturamiento y permeabilidad se divide en tres sectores:
 - Zona Sur.- controlada por el sistema de fracturas E-W y NE-SW, con alta permeabilidad.
 - Zona Intermedia.- zona intensamente fracturada, con alteración hidrotermal y evidencias de autosellamiento.
 - Zona Norte.- Permeabilidad restringida a las fallas principales.
- El fracturamiento en Los Azufres tiene dos orígenes: uno relacionado con los esfuerzos tectónicos que generaron los sistemas más recientes representados por las fallas E-W y

otro local de tipo magmático que propició la reactivación de sistemas más antiguos, como el N-S y NE-SW .

En 2009, José Luis Macías y colaboradores realizaron un trabajo estructural y vulcanológico bastante completo y basado en anteriores estudios (P. Ejem. Ferrari, *et al.*, 1991 y 1993; Garduño, 1987; Dobson y Mahood, 1985; Robin, y Pradal, 1993; Pradal y Robin, 1994) concluyen lo siguiente:

- Se identificaron seis secuencias volcánicas que en orden de antigüedad son: Sierra de Mil cumbres, Ignimbrita Pucato, Sierra de Santa Inés e Ignimbrita Santa Inés, Sierra de El Fraile, campo Volcánico de Los Azufres y Basaltos-Andesitas del CVMG.
- La historia de la actividad volcánica:

23 Ma	Emplazamiento de una secuencia de Ignimbritas, brechas, piroclastos y derrames de lava (Secuencia Mil Cumbres).	
17 Ma	Periodo de posible calma volcánica (2.5 Ma)	
14.5 Ma	Formación de un estratovolcán que originó la Secuencia de Santa Inés.	
	Hiatus de actividad volcánica	
7 Ma	Efusión de lavas andesíticas expuestas sobre la secuencia Mil Cumbres.	
4.7 Ma, 5.3 y 4.5 Ma	Emplazamiento explosivo de la Ignimbrita de Santa Inés	
4.3 Ma	Emplazamiento de domos y lavas en la Sierra El Fraile.	
1.5 Ma	Formación del Campo Volcánico de los Azufres por emisiones fisurales basálticas.	
	1.47 y 0.97 Ma	Magmas andesíticos
	1.22-0.93 Ma	Magmas dacíticos
	1.03-0.84 Ma	Magmas riolíticos
	0.5 y 0.30-0.15	Riolitas Yerbabuena
	0.33-0.38 Ma	Formación del estratovolcán San Andrés

Tabla 2. Historia de la actividad volcánica según Macías, et al., 2009

4.2 Estudios Paleomagnéticos anteriores

4.2.1 Aumento y Gutiérrez, 1980

En 1980, Fabrizio Aumento y Luis C.A. Gutiérrez Negrín realizaron un estudio titulado “El Campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán”, en el cual hacen una descripción geológica de la zona, además de examinar 1500 láminas delgadas. Para la descripción geológica requieren de fechamientos para ubicar en el tiempo geológico cada unidad por lo que extraen siete muestras que posteriormente se envían para fechamientos radiométricos. El segundo intento de este trabajo es la datación por trazas de fisión. El tercer método al que recurren para intentar fechar las unidades es el paleomagnetismo, para lo cual extraen muestras de 22 sitios tanto de superficie, orientadas, como de núcleos, sin orientar. Las muestras de desmagnetizaron parcialmente por campos alternos, obteniendo, para las muestras de superficie, inclinaciones de $+17^\circ$ hasta $+37^\circ$ y declinaciones desde 351°N hasta 015°N ; algunos resultados de riolitas presentan magnetización inversa, a la cual ubican dentro del Cron Matuyama (730000 años a 1.67 Ma). Los resultados de las muestras de núcleo: dos no dieron direcciones estables y las otras dos dieron inclinaciones intermedias variables (de -1° a $+6^\circ$). El resultado final de las direcciones fueron 11 sitios con polaridad normal, 8 con polaridad inversa y 3 con polaridad intermedia. Identificaron minerales opacos en las muestras pero no lograron diferenciar entre hematita, magnetita y maghemita. Cabe mencionar que lograron ubicar estratigráficamente algunas unidades; sin embargo el rango de direcciones que reportan es bastante amplio ya que no reportan una dirección promedio para el campo, además de que hay bastante incertidumbre en los resultados obtenidos ya que algunas muestras utilizadas para este estudio no contaron con una orientación azimuthal.

4.2.2 Urrutia, *et al.*, 1985

En 1985, Urrutia Fucugauchi, J., y colaboradores realizaron un estudio titulado “Paleomagnetismo, Magnetoestratigrafía y Magnetismo de rocas en el campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán”. Para ello recolectaron 107 núcleos orientados de 12 sitios. Estas muestras fueron desmagnetizadas por tratamiento de Campos Alternos, de donde sugieren, por la manera de desmagnetizarse, la presencia de titanomagnetitas como los minerales magnéticos portadores de la magnetización. En algunos sitios, estas titanomagnetitas (de grano grueso a fino) presentan comportamiento variable de dominio simple a dominio múltiple. Sugieren también, por las curvas

de magnetización isotérmica, la presencia de titanohematitas. Sólo se reportan direcciones de MRN. Los resultados que reportan son: un sitio con polaridad normal, que ubican en el cron de Brunhes, dos sitios con polaridad Inversa, que ubican en el Cron Matuyama, tres sitios con polaridad intermedia, que ellos sugieren ocurrió en el Cron Matuyama, de los restantes sitios no reportan dirección de polaridad. Es importante mencionar que no cuentan con ningún fechamiento radiométrico.

Se destaca que no existe un análisis estadístico para estos datos, comenzando con que no se extrajeron la misma cantidad de núcleos de cada sitio, esto es importante ya que permite mejores resultados, y tampoco existe una dirección clara promedio de todos los sitios, por lo que hace falta establecer estas direcciones para cada tipo de polaridad que haya en el Campo.

Capítulo 5. Área de Estudio

5.1 Contexto Geológico General

El campo volcánico Los Azufres se localiza 55 km al este-noreste de la ciudad de Morelia, en el estado de Michoacán, México, dentro de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Figura 10).

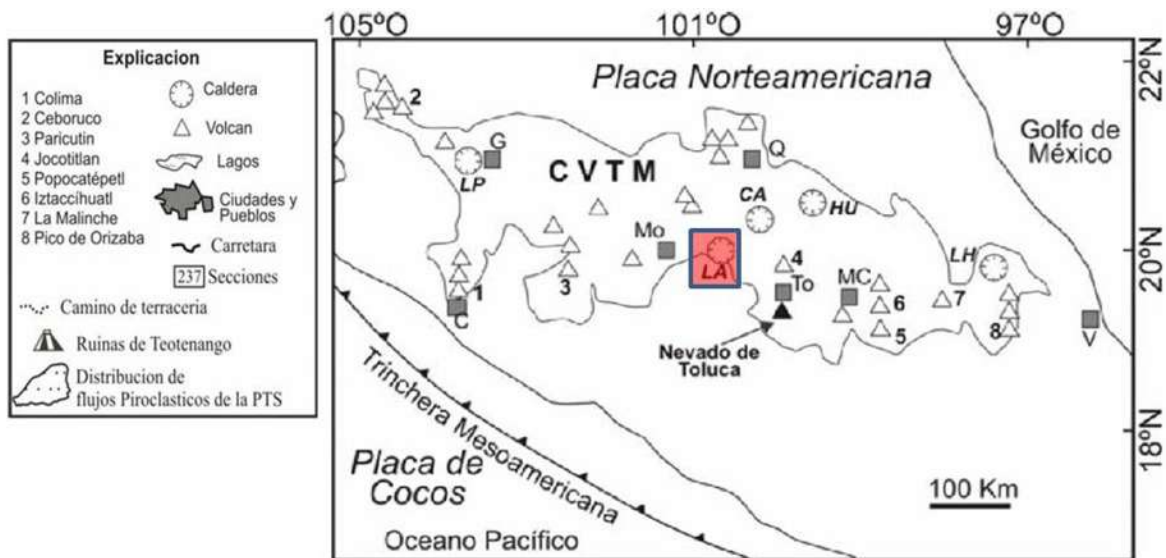


Figura 10. Mapa de Localización del campo geotérmico Los Azufres con respecto al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) así como otras estructuras volcánicas (calderas: LP = La Primavera; LA = Los Azufres; CA = Amealco; HU = Huichapan y LH = Los Hornos) y ciudades importantes (G = Guadalajara; C = Colima; Mo = Morelia; Q = Querétaro; To = Toluca; MC = Ciudad de México y V = Veracruz). (Macías, *et al.* 2009)

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico continental (Hasenaka y Carmichael, 1987) localizado sobre el margen meridional de la Placa Norteamericana, de unos 1000 km de longitud, y activo desde el Mioceno Superior (~10Ma) debido a la subducción de las Placas de Rivera y Cocos. Presenta características peculiares como:

- La gran variabilidad en el estilo volcánico y en la composición química de sus productos.
- La presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca.
- La oblicuidad de la parte central y oriental del frente volcánico.
- La notable variación que presenta la anchura del arco (con mínimos de 65 km y un máximo de 200 km).

El CVTM cuenta con diferentes campos volcánicos y el CVAZ se ubica dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual se localiza en el sector central del CVTM (Figura 11), a una distancia de entre 200 y 130 km de la línea de costa o trinchera, en medio del estado de Michoacán y sur del estado de Guanajuato. El CVMG es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas del mundo con más de 40000 km² y contiene 1040 edificios volcánicos, de los cuales 901 son conos cineríticos y conos de lavas, 22 maars o anillos de tobas, 13 pequeños escudos volcánicos y 61 flujos de lava que no tienen asociación evidente con los conos (Hasenaka y Carmichael, 1987).

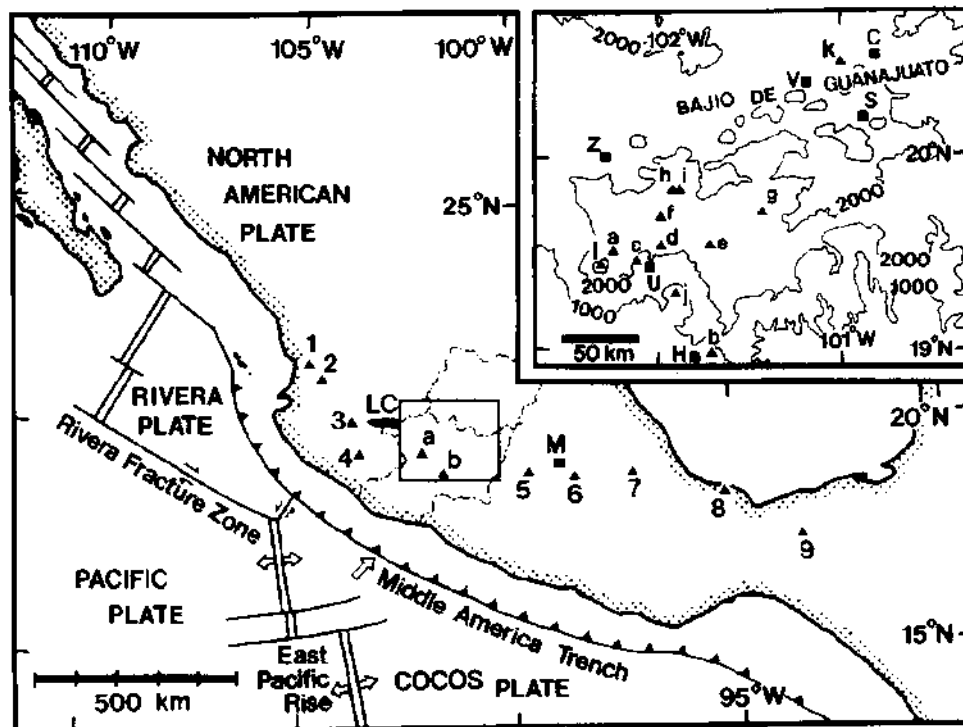


Figura 11. Localización del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Volcanes: 1 = Sanganguey; 2 = Ceboruco; 3 = Sierra La Primavera; 4 = Nevado de Colima; 5 = Nevado de Toluca; 6 = Popocatepetl; 7 = Pico de Orizaba; 8 = San Andrés Tuxtla; 9 = El Chichón.
a = Parícutín; b = El Jorullo; c = El Jabalí; d = El Metate; e = La Taza; f = El Huanillo; g = La Mina; h = El Pueblito; i = Las Cabras; j = La Pilita; k = Santa Teresa; l = Tancítaro.
Lugares: Z = Zamora; V = Valle de Santiago; S = Salvatierra; C = Celaya; U = Uruapan; H = La Huacana; M = Ciudad de México; LC = Lago de Chapala. (Hasenaka y Carmichael, 1985)

5.2 Marco Tectónico Regional

El Campo Volcánico Los Azufres se localiza en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Figura 12). El CVTM es un arco continental activo producido por la subducción de las placas Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana.

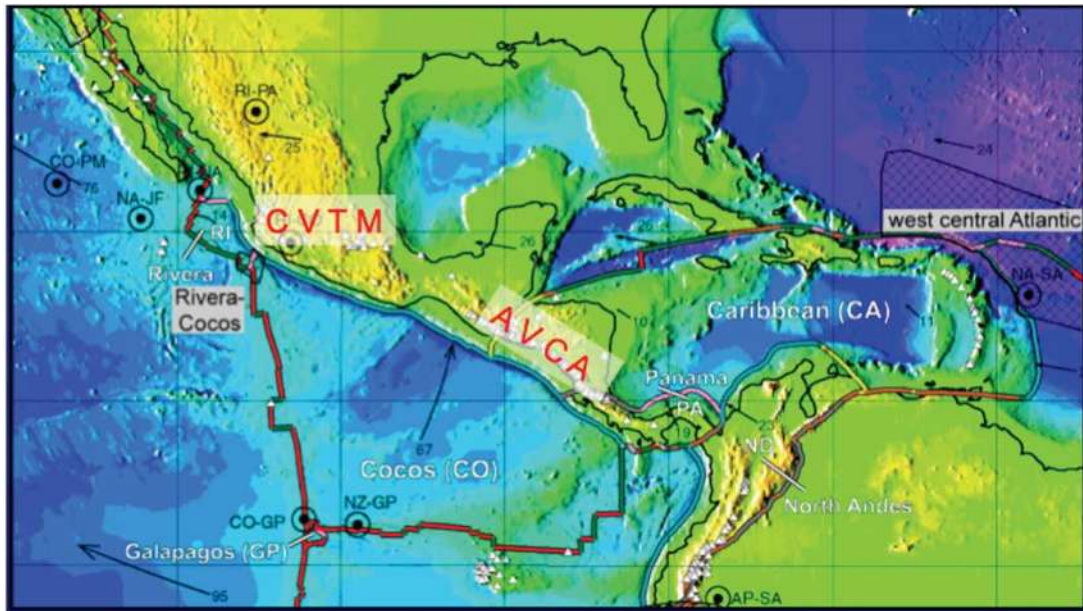


Figura 12. Marco geodinámico del CVTM mostrando las placas, sus límites y su movimiento absoluto (flechas negras) en mm/año. AVCA=Arco Volcánico Centroamericano (Bird, 2003).

El CVTM cubre diferentes estructuras antiguas que han sido parcialmente reactivadas en diferentes momentos de la historia. En particular, desde el final del Eoceno el estilo de la deformación al norte y al sur del CVTM ha sido distinto, lo que implica la existencia de una zona de deformación transtensiva distribuida en la franja actualmente ocupada por el CVTM. La deformación neógena en México se concentra al interior del CVTM, por lo que ha sido definida como “intra-arco”. En su mayoría se trata de sistemas de fallas extensionales que provocan fosas tectónicas rellenas por productos volcánicos (Ferrari, 2011).

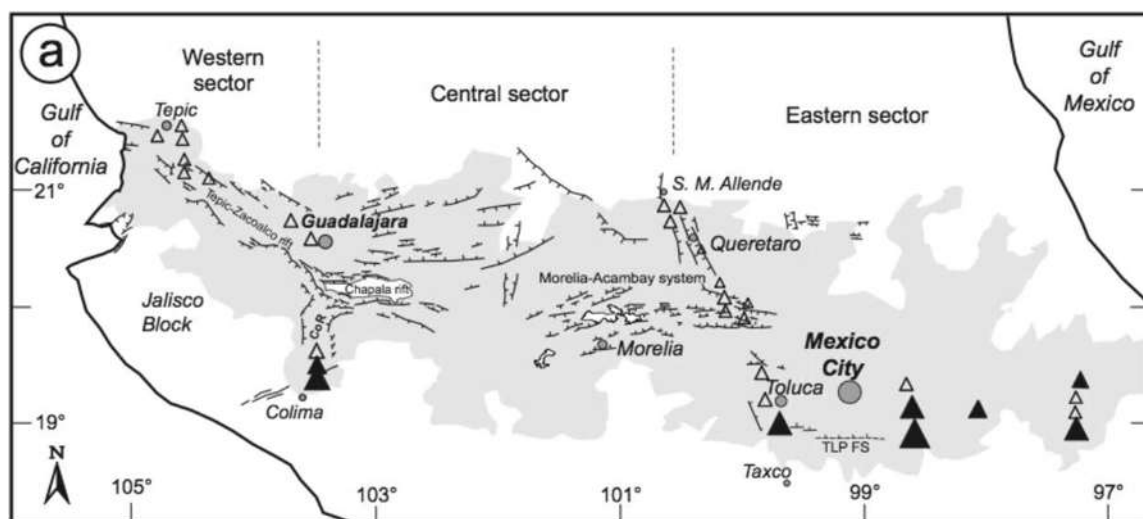


Figura 13. Principales sistemas de fallas Mioceno-Holoceno del CVTM y distribución de volcanes poligenéticos (triángulos) (Mazzarini, *et al.*, 2010).

El área comprendida entre Morelia y Los Azufres se caracteriza por fallas normales de orientación general E-O (Figura 13) pertenecientes al sistema Morelia-Maravatío-Acambay. Las fallas definen: 1) una depresión central que corresponde al graben de Cuitzeo; 2) un alto estructural localizado hacia el norte de la laguna de Cuitzeo y que corresponde al *horst* de Santa Ana Maya; 3) un pequeño graben al interior de la zona volcánica de Los Azufres (Dobson y Mahood, 1985).

Uno de los rasgos más peculiares de todo el CVTM, y aún más acentuado en la parte central es la presencia de fallas con dirección E-O (Figura 14), las cuales son las más jóvenes (activas), asociadas a sismos y, además, con expresión superficial. En el campo geotérmico de Los Azufres también ocurren fallas en direcciones NE-SO y NO-SE. (Macías, *et al.*, 2009)

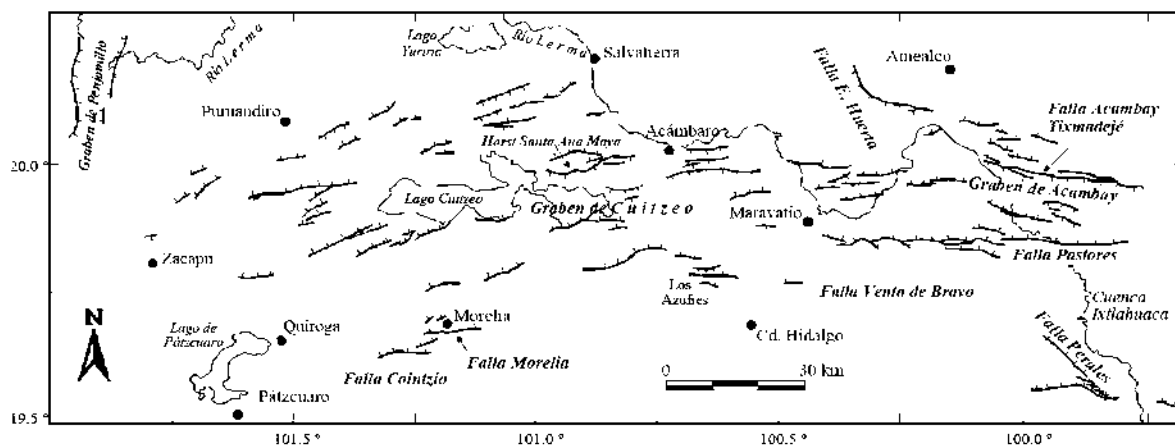


Figura 14. Patrón de fallas normales cuaternarias ubicadas en la parte central del CVTM. (Suter, *et al.*, 2001).

5.3 Contexto Geológico Local

El Campo Volcánico Los Azufres (CVAZ) cubre 676 km² (Arce, *et al.*, 2012) y se encuentra definido por Macías, *et al.*, (2009) como un conjunto de rocas producidas por un evento volcánico de 1.47 a 0.03 Ma. Esta secuencia volcánica está constituida por cuatro unidades litológicas que se describen brevemente a continuación:

a) Unidad Basáltica (1.47-0.58 Ma)

Esta unidad está constituida por una serie de afloramientos esporádicos en los alrededores del Domo El Chinapo.

b) Unidad Andesítica (1.45-0.97 Ma)

Está constituida a su vez por cuatro unidades de rocas. La primera está conformada por lavas andesíticas y andesítico-basálticas que conforman la estructura volcánica mayor del Complejo Volcánico Los Azufres, afloran en la parte norte y sur de éste, en las localidades

conocidas como La Cumbre-Marítaro y Tejamaniles-Eréndira. A esta unidad se le denomina La Cumbre-Marítaro y estructuralmente se encuentra afectada por fallas este-oeste, noroeste-sureste y noreste-suroeste. La segunda lleva por nombre Tejamaniles-Eréndira y está constituida por lavas masivas que varían de andesitas a andesitas basálticas, estas rocas se encuentran cortadas por fallas este-oeste y por el sistema noreste-suroeste del graben de Tejamaniles. Se le llama Zacatonal a la tercera unidad constituida por las rocas que conforman los aparatos volcánicos El Zacatonal, Los Coyotes y Los Tlacotepes situados en la parte noreste del CVAZ, estas rocas consisten de andesitas afíricas de piroxeno y andesitas basálticas. Los tres aparatos que conforman esta unidad están dispuestos norte-sur y están cortados por fallas este-oeste. La cuarta unidad se denomina El Tule-Palmar y lo constituyen las rocas de los conos de lava El Tule y el Palmar que afloran en la parte noreste del CVAZ. Las lavas del volcán Tule son andesitas de piroxeno con plagioclasa + piroxeno y raro olivino, las del volcán El Palmar consisten de andesitas basálticas afaníticas con plagioclasa $\pm$ piroxeno $\pm$ olivino.

c) Unidad Dacítica (1.02-1.22 Ma)

Esta unidad se encuentra conformada por la Dacita Tejamaniles, los volcanes Mozo y Rosario y la unidad San Andrés. La Dacita Tejamaniles corresponde a la unidad dacítica principal que aflora al sur del Campo Geotérmico Los Azufres, consiste de varios domos: Las Humaredas, Los Azufres, El Capulín y lavas que forman la base del domo El Chinapo. Los volcanes Mozo y El Rosario están formados por lavas de composición dacítica, aunque el Mozo tiene un derrame de lava de composición riolítica. Se designa con el nombre San Andrés a las rocas de composición dacítica que afloran en la parte oriental del CVAZ, esta unidad incluye al volcán San Andrés, lavas fisurales y los domos Laguna Seca, Pedregoso, Mesa Los Bueyes y el De En medio. La unidad dacítica está cortada por una falla este-oeste.

d) Unidad Riolítica (0.03-1.39 Ma)

Formada a su vez por dos unidades, Agua Fría y Yerbabuena.

Se conoce como unidad Agua Fría a un grupo de domos, lavas y piroclastos de composición riolítica, estos son: Domos Las Adjuntas, alineados este-oeste y conformados por los cerros Cuate, Colorado y Santa Cruz; Mesas Grande, Picada y de Lucas, sistema de mesas alineadas noreste-suroeste; Flujo Piroclástico San Pedro Jácuaro que aflora al norte

del pueblo San Pedro Jácuaró y forma lomas alargadas; Domo El Chinapo, estructura cómica alargada en dirección este-oeste; Domos El Chino y Domos Los Gallos, ubicados en el extremo norte del CVAZ con una orientación este-oeste; Domos El Pízcuaró, domos situados en la parte noreste del CVAZ; Domos Loma Larga, domos situados en el paraje Loma Larga y Los Cuatro, en la parte norte del CVAZ, los cuales siguen el trazo este-oeste; Domos Los Ajolotes-El Hoyo, cadena de seis domos orientados este-oeste y los Domos El Jilguero, domos del cerro del mismo nombre.

Se llama unidad yerbabuena a una serie de estructuras localizadas en la parte suroeste, oeste y noroeste del Campo geotérmico de Los Azufres, la mayoría de las cuales tienen composición riolítica y en menor proporción dacítica. Estos son: Domos La Providencia, cadena de cinco domos orientados este-oeste; Domos Mina Vieja, cadena de cinco domos pequeños orientados este-oeste y dispuestos en forma de anillo; Domos La Hierba; Mesa El Rosario; Mesa El Bosque, con forma alargada en dirección norte-sur; Mesa El Carpintero, Mesa La Cebolla; Domo Monterrey; Mesa La Comalera; Mesas La papas-Los Capulines-Cantor y el Complejo Volcánico Guangoche, formado por una serie de domos con orientación aproximada norte-sur.

Capítulo 6. Muestreo, descripción de sitios y edades radiométricas

Para los fines que se persiguen en el análisis de las muestras paleomagnéticas, es muy importante recolectarlas de donde fueron depositadas *in situ*, con el fin de situarlas en el espacio con un sistema de coordenadas tridimensional. Muchas veces las lavas experimentan rotaciones y eso dificulta la determinación de la magnetización primaria así como la ubicación de su vector magnético.

La recolección de las muestras, para este estudio, se llevó a cabo sobre afloramientos de flujos de lava pertenecientes al Campo Volcánico Los Azufres y lavas aledañas.

Este muestreo estuvo basado, principalmente, en fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizados por Arce, *et al.* (2012) y algunas fechas de estudios anteriores. En el mapa geológico se observan los sitios de toma de muestras para los fechamientos de Arce, *et al.*, 2012 (Figura 15).

La extracción de los núcleos se realizó con perforadora portátil a base de gasolina (Figura 16), procurando que los núcleos extraídos estuvieran distribuidos aleatoriamente a lo largo y ancho de cada flujo con el fin de disminuir los posibles errores de muestreo. Los núcleos se extrajeron lo más profundo que se pudo para lograr obtener las muestras con los granos más finos. Cabe mencionar que para estudios paleomagnéticos se requieren muestras lo menos alteradas posible, para el caso de los Azufres esto resultó casi imposible, ya que la mayoría de las rocas muestran bastante alteración hidrotermal, debido a que el CVAZ se encuentra dentro de un campo geotérmico activo, aun así se trató de que los núcleos extraídos estuvieran en zonas con la menor alteración.

Los núcleos se orientaron con brújula magnética y solar y con ayuda de un inclinómetro para poder marcarlos y enumerarlos para su análisis en el laboratorio (Figura 17). En total se recolectaron 204 núcleos de 23 unidades diferentes; entre ocho y diez núcleos por sitio.



Figura 16. Perforadora portátil tipo POMEROY utilizada para extraer los núcleos.



Figura 17. Se observa el inclinómetro y la brújula que se utilizaron para orientar las muestras.

En la tabla 3 se encuentran las coordenadas de cada sitio muestreado, así como su edad y nomenclatura utilizada por los diferentes autores que realizaron dichos fechamientos.

SITIO	Nomenclatura	Autor	COORDENADAS		EDAD (Ma)
			LATITUD	LONGITUD	
AZ-01	AZF-128	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°54.406'	100°41.627'	1.23 ± 0.036
AZ-02	AZ 128	Pradal y Robin, 1985	19°52.450'	100°43.422'	1.22 ± 0.09
AZ-03		Pradal y Robin, 1985	19°51.42'	100°43.92'	0.50 ± 0.10
AZ-04	AZV-0802	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°50.495'	100°43.664'	0.26 ± 0.26
AZ-05	AZF-136	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°54.667'	100°49.107'	1.195 ± 0.038
AZ-06	AZF-0899	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°50.040'	100°45.399'	0.49 ± 0.04
AZ-07	AZ 74	Pradal y Robin, 1985	19°48.545'	100°48.591'	0.81 ± 0.08
AZ-08	AZF-103	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°48.614'	100°48.433'	0.49 ± 0.04
AZ-09	AZ 124	Pradal y Robin, 1985	19°50.579'	100°44.581'	0.79 ± 0.06
AZ-10	AZ 82	Pradal y Robin, 1985	19°50.528'	100°45.593'	1.39 ± 0.05
AZ-11		Camacho y Palacios, 1979	19°48.518'	100°42.330'	1.14 ± 0.04
AZ-12	AZ-10-0	Arce, J.L., <i>et al.</i> , 2012	19°45.877'	100°41.728'	1.26 ± 0.05
AZ-13		Dobson y Mahood, 1985	19°45.438'	100°42.666'	0.15 ± 0.05
AZ-14	AZF-0874	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°46.429'	100°42.804'	0.23 ± 0.02
AZ-15	AZV-0801	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°39.972'	100°43.280'	17.97 ± 0.14
AZ-16	AZ-32-0	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°49.206'	100°39.868'	1.23 ± 0.05
AZ-17	AZ-38-0	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°46.990'	100°39.967'	1.21 ± 0.04
AZ-18	AZV-0804	Arce, <i>et al.</i> , 2012	19°43.833'	100°38.011'	14.67 ± 0.21
AZ-19	Mx 88-28	Demant, <i>et al.</i> , 1975	19°37.399'	100°28.376'	4.3 ± 0.3
AZ-20	452	Nixon, <i>et al.</i> , 1987	19°30.457'	100°22.680	0.05 ± 0.03
AZ-21	Mex 211	Camacho y Palacios, 1979	19°48.990'	101°42.677'	0.75 ± 0.15
AZ-22 ^a	Mex 2119	Camacho y Palacios, 1979	19°52.906'	101°45.053'	0.87 ± 0.17
AZ-22B			19°52.710'	101°45.131'	0.87 ± 0.17

Tabla 3. Ubicación y edades de los sitios muestreados.

Como se puede observar en la Tabla 3, se muestrearon 23 sitios en el CVAZ, once de los cuales corresponden con los fechamientos hechos por Arce, *et al.* (2012), cinco de Pradal y Robin, (1985), cuatro de Camacho y Palacios (1979), uno de Dobson y Mahood, (1985), uno de Demant, *et al.* (1975) y uno de Nixon, *et al.* (1987). En la tabla 3 puede observarse también la nomenclatura utilizada por los autores para las muestras.

Los sitios de nuestro muestreo pueden observarse en el modelo digital de elevación de la Figura 18.

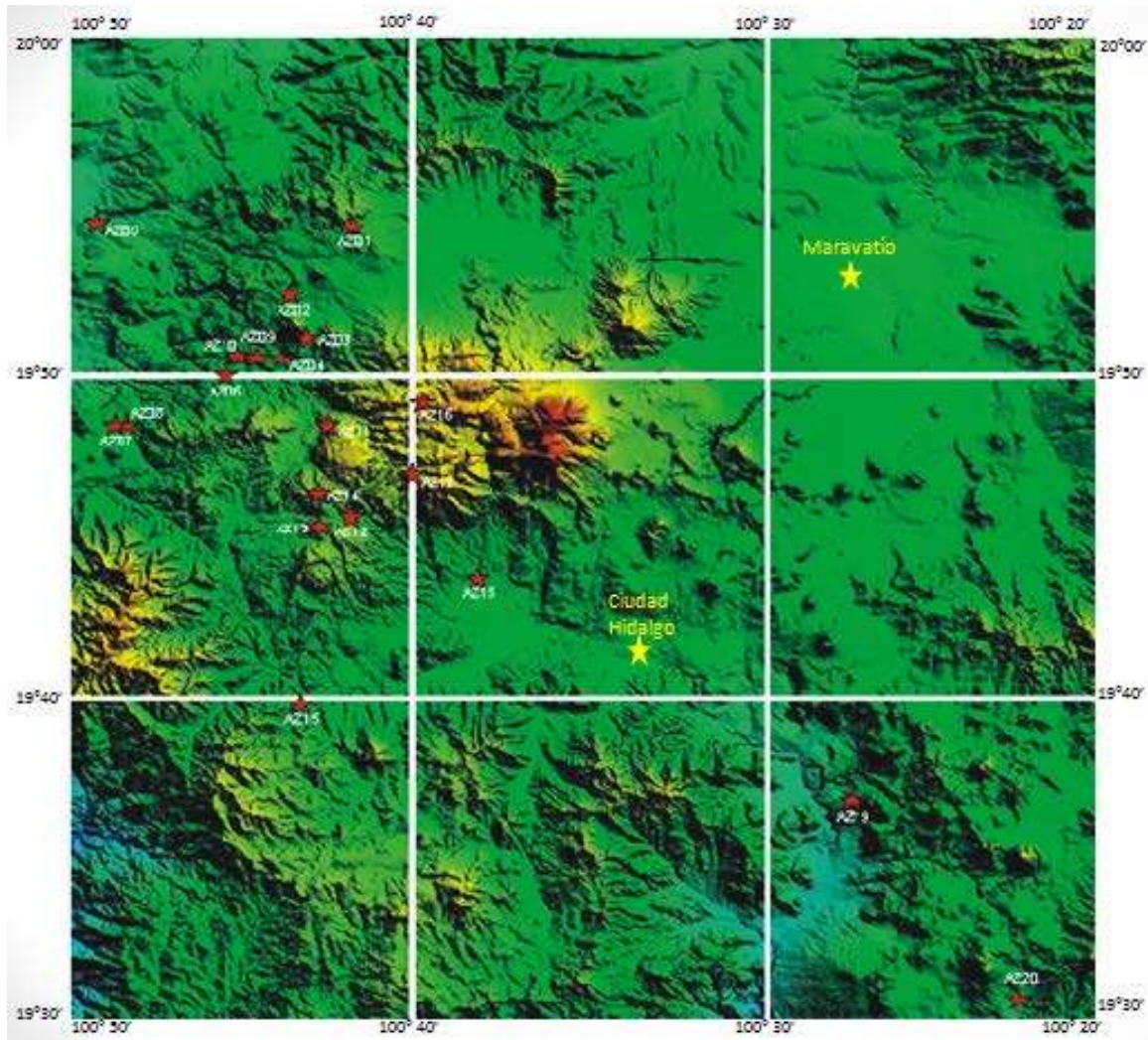


Figura 18. Ubicación de los sitios de muestreo, modelo digital de elevación (INEGI)

Los flujos de lava muestreados que corresponden al CVAZ abarcan edades de 1.5 Ma al presente, las unidades de rocas muestreadas fueron Riolita, Dacita, Andesita y Basalto, cabe mencionar que también se muestrearon algunas lavas aledañas a este campo que abarcan edades de hasta 5 Ma.

Capítulo 7. Experimentos Magnéticos

7.1 Tratamientos Magnéticos

7.1.1 Preparación de las muestras

La perforadora que se utiliza en la extracción da muestras cilíndricas de una pulgada, los largos varían de acuerdo a la dureza de cada unidad. El equipo de medición requiere especímenes de 2.2 cm, por lo que se procedió con el cortado de muestras, para posteriormente marcar cada una con una flecha para su ubicación espacial y también fueron enumeradas individualmente como se muestra en las figuras 19 y 20.



Figura 19. Núcleos recolectados en donde se observa que se encuentran enumeradas y marcadas.



Figura 20. Colocación de la flecha en un espécimen para su orientación azimutal.

7.1.2 Medición de las Muestras

La medición de las muestras se realizó en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA). En este laboratorio se cuenta con dos métodos de desmagnetización: térmica y por campos alternos. Para poder determinar cuál es mejor para nuestras muestras se procedió desmagnetizando muestras piloto por ambos métodos. Se eligieron dos muestras por sitio evitando muestras fracturadas e incompletas, para la desmagnetización por campos alternos y dos más por sitio para la desmagnetización térmica.

Para campos alternos las muestras se sometieron a campos controlados de 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80 y 90 mT sobre sus ejes "x", "y" y "z", con el fin de observar la evolución de la desmagnetización en cada etapa.

Para la desmagnetización térmica las muestras se calentaron a 100, 150, 200, 250, 300, 330, 360, 400, 440, 480, 510, 530 y 560 °C usando un horno ASC TD-48 (Figura 21).



Figura 21. Horno ASC TD-48 usado para tratamientos térmicos.

Cabe mencionar que en ambos métodos, la muestra se midió con un magnetómetro de giro marca AGICO JR-6 para poder ir registrando cada una de las etapas de desmagnetización. Al término de estos procedimientos se analizaron cada una de las muestras en un programa especial para ello, llamado PALEO-96, el cual nos permite observar en diagramas la evolución de las desmagnetizaciones.

7.2 Magnetización remanente y saturación magnética en función de Temperatura

Para poder determinar los minerales que son los responsables de portar la magnetización remanente de las rocas de este estudio se llevaron a cabo experimentos magnéticos con el fin de observar el comportamiento de los minerales durante este proceso.

De acuerdo a este comportamiento se puede inferir el mineral responsable de la magnetización. Este experimento se lleva a cabo sometiendo a la muestra a un calentamiento progresivo y posteriormente al enfriamiento de la misma (Como ya se ha explicado en el capítulo 3). El resultado lo podemos analizar en una gráfica en la cual observamos las dos curvas (Figura 22), si estas curvas coinciden hablamos de una curva reversible, es decir, que durante el calentamiento no ha habido una transformación mineral, puede ocurrir también que las curvas sean completamente distintas lo cual indica que la curva es irreversible, esto es, que si ha habido transformación mineral durante el experimento.

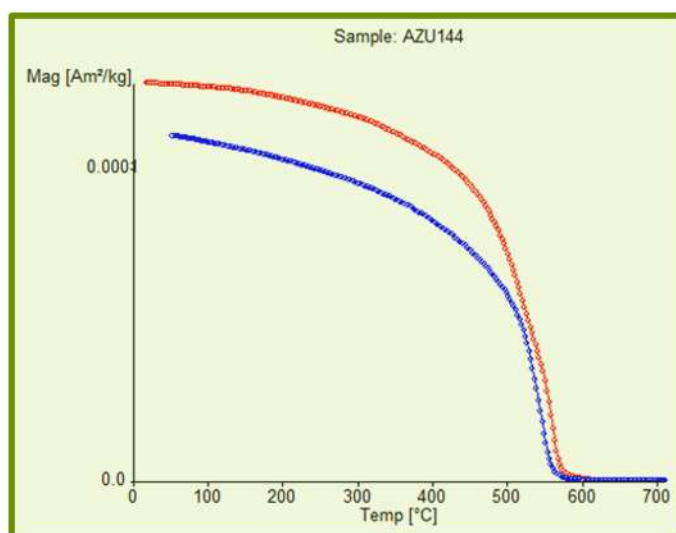


Figura 22. Curvas de calentamiento y enfriamiento de la muestra 144, la curva en rojo es el comportamiento del calentamiento y la azul corresponde al patrón de enfriamiento, este comportamiento de ambas curvas puede considerarse como semi-reversible. La temperatura de Curie calculada para esta muestra es de 562°C para la curva de calentamiento y 555°C para la curva de enfriamiento, temperaturas correspondiente al comportamiento de Titanomagnetitas.

En la Figura 22 observamos las curvas de calentamiento (en rojo) y enfriamiento (en azul), en donde vemos que, aunque no coinciden exactamente, pueden considerarse como semi-reversible, lo cual nos indica que aunque ha habido una transformación mineral, ésta no ha sido significativa. Este comportamiento es evidencia de una sola fase ferrimagnética que, probablemente corresponde a Titanomagnetita pobre en Ti.

Dentro de estos resultados obtuvimos otro comportamiento en las curvas de calentamiento y enfriamiento que se considera como irreversible (Figura 23), lo cual quiere decir que durante el experimento hubo una transformación mineral, esto implica que, haya cambios en las propiedades magnéticas de cada uno de los minerales, el que era en un principio y el mineral resultado del calentamiento, este tipo de comportamiento nos permite determinar que no se pueden realizar experimentos para cuantificar la intensidad, debido a que para ello se requiere someter las muestras a una serie de calentamientos con campos magnéticos, pero de acuerdo a estas curvas observamos que los minerales magnéticos no son estables por lo que cambiarían sus propiedades y sería equivocado el resultado de intensidad magnética.

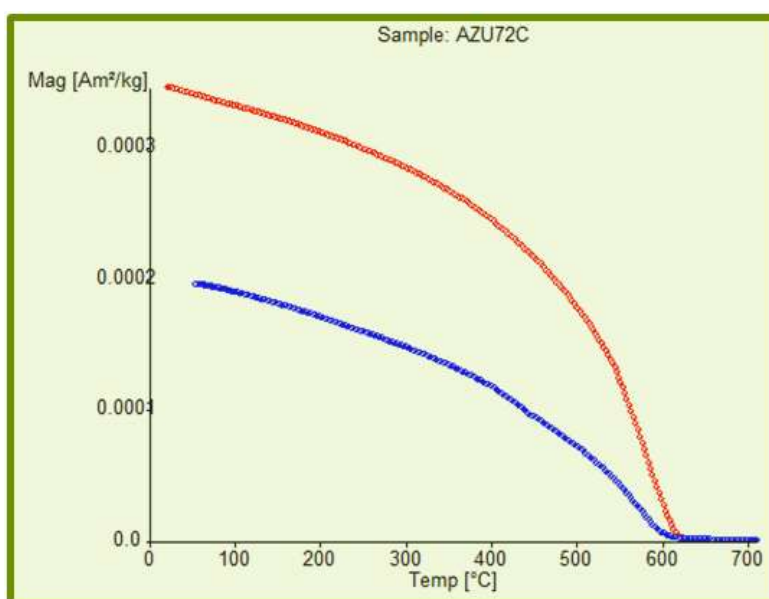


Figura 23. Curvas de calentamiento y enfriamiento de la muestra 072C, la curva roja corresponde al calentamiento y su T_c es de 614°C , para la curva azul, de enfriamiento, la T_c es de 584°C . Se observa que estas curvas no coinciden, es decir la curva de enfriamiento no regresa por donde se va la de calentamiento, lo cual indica un cambio mineralógico.

En la Figura 23 podemos observar una curva típica irreversible, la curva de enfriamiento regresa por un punto muy diferente, cambiando la fase mineral y por lo tanto el punto de Curie de dicho mineral, la T_c calculada en el programa VFTBA analyzer 2.0, nos indica que las T_c , disminuye de 614°C a 584°C , este cambio en la T_c nos dice que el mineral producto del calentamiento no corresponde al mineral inicial, aunque la diferencia en las T_c no es demasiado significativa.

Algunas de las muestras tuvieron un comportamiento como el de la Figura 24 en donde podemos observar la presencia simultánea de dos fases minerales durante el calentamiento de la muestra. Este tipo de comportamiento tan inestable de los minerales magnéticos observados en la mayoría

de las muestras que se analizaron podría atribuirse a las características de alteración hidrotermal a que han sido sometidas las rocas en el Campo Geotérmico activo de Los Azufres.

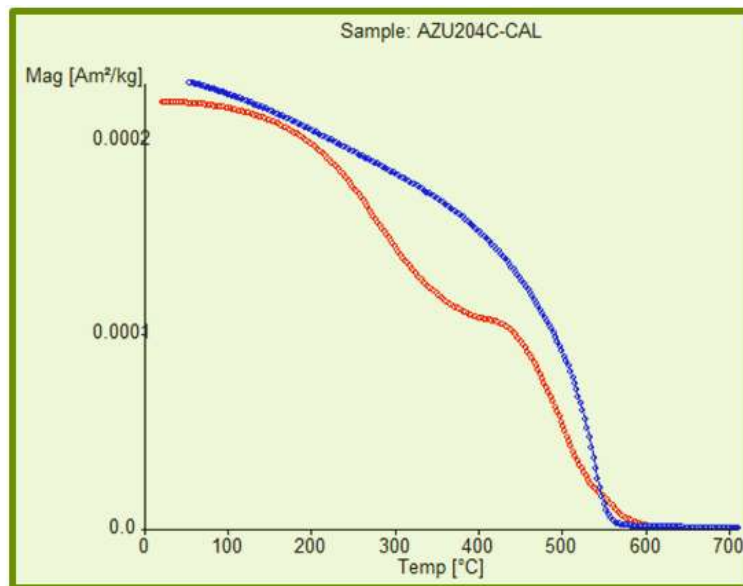


Figura 24. Curvas de calentamiento y enfriamiento de la muestra 204C. En la curva de calentamiento, en rojo, se observa la presencia de dos fases mineralógicas, representadas por las dos ondas; la curva de enfriamiento, en azul, presenta una sola fase. Las Tc son 521°C y 539°C para la curva de calentamiento y enfriamiento respectivamente.

El programa VFTBA analyzer 2.0 permite analizar las gráficas de las curvas termomagnéticas y calcular las temperaturas de Curie correspondientes a cada curva. En la Tabla 4 se muestran resultados de los cálculos realizados por este programa para nuestras muestras por dos métodos: Moskowitz y por el criterio de la segunda derivada para las curvas de calentamiento y de enfriamiento.

Los cambios, algunos muy abruptos, en las Tc de las diferentes muestras, nos confirman los cambios mineralógicos que se presentaron durante la aplicación de Temperatura en los experimentos magnéticos, aun así, en general se ha podido, por los comportamientos de las curvas, sugerir que el comportamiento de los minerales magnéticos parecen corresponder al comportamiento de la Titanomagnetita.

MUESTRA	CALENTAMIENTO							ENFRIAMIENTO						
	MOSKOWITZ (81)			SEGUNDA DERIVADA				MOSKOWITZ (81)			SEGUNDA DERIVADA			
	Tc 1	Tc 2	Tc 3	Tc 1	Tc 2	Tc 3	Tc 4	Tc 1	Tc 2	Tc 3	Tc 1	Tc 2	Tc 3	Tc 4
11Z005C	527	578		529	579			551	1178		556	56	76	166
11Z014C	560			259	579			552			58	558	228	
11Z026	580			580	600	620		704	554		688	528	548	
11Z036C	574			580	480			550			548			
11Z047F	542			517				524			527			
11Z052D	445	552		363	383	533	503	523	473		398	378	418	
11Z066C	504	348		458	478	308		519			487			
11Z072C	614			615	445			584			397	467	357	517
11Z078C	554			536				538			535			
11Z088C	567			568				542	1172	689	446	166	66	686
11Z099C	691	816	516	639	109	209	189	1121			57	87		
11Z109C	575			107	417	577	397	557			396	436	56	
11Z114C	529	698		454	514	664		527			706	56	236	
11Z128B	268	646		100	640			709	503		68	318		
11Z137	646	437	588	648	178	588	438	552	303	263	437	317	107	87
11Z141B	674			661				163	546	700	88	368	698	
11Z144	562			575	485			550			555			
11Z157	564			565	525			548			526	496		
11Z165	524			527				543			486			
11Z176B	521			520				524			438	458		
11Z185	269			177				525			527			
11Z191	474			475	295	345	315	377	511		206	506		
11Z204C	521			488				539			477	557		

Tabla 4.- Temperaturas de Curie calculadas en el programa analizar 2.0. Están en °C.

7.3 Ciclos de Histéresis y estructuras de dominio de minerales magnéticos

Los ciclos de histéresis son otro de los experimentos que se realizan para analizar el proceso de magnetización de las rocas. Consiste en inducir un campo magnético hasta saturar la muestra, después se deja de aplicar el campo inducido, pero al llegar al cero la curva no regresa al origen si no que conserva una magnetización remanente. Para quitar la magnetización remanente se aplica un campo magnético en sentido contrario hasta saturar la muestra de nuevo pero ahora negativamente (Ver capítulo 3). Es así como se construye la gráfica siguiente:

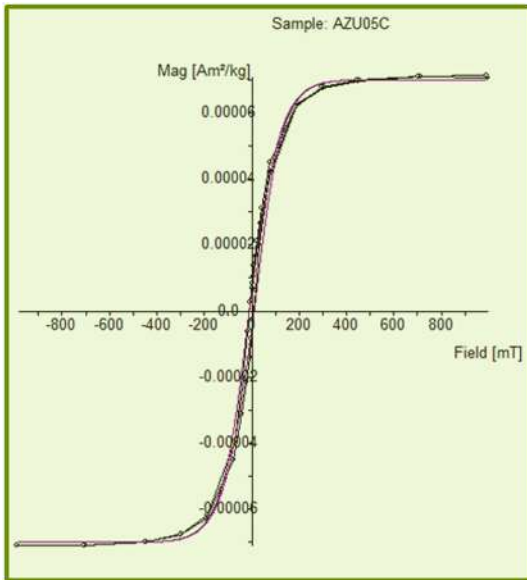


Figura 25. Ciclo de histéresis para la muestra 005C. Se observa que se saturó muy rápido aproximadamente a 300 mT, tanto cuando es saturación positiva como cuando es negativa. Esta forma angosta y constante de las curvas indican la presencia de dos tipos de grano magnético.

En esta gráfica (Figura 25) podemos observar la forma que se obtuvo del ciclo de histéresis para la muestra 005C, esta forma es debida, probablemente a dos granos con coercitividades diferentes. Con este experimento obtenemos los parámetros de magnetización de saturación (M_s), Magnetización remanente de saturación (M_{rs}), Fuerza coercitiva (H_c o B_c) y la Fuerza coercitiva de saturación (H_{cr}), que son los parámetros necesarios para la Gráfica de Day (Figura 28), en donde podemos graficar el tipo de dominio magnético presente en las muestras.

La mayoría de las muestras presentaron comportamiento de este tipo (Figura 25) o sólo otro tipo (Figura 26) que no difieren mucho, sólo un poquito más grueso el ciclo, aunque las características magnéticas son, prácticamente, las mismas que en la Figura 25; siguen representando un ciclo bastante estilizado y alargado que nos sigue sugiriendo la presencia de dos coercitividades distintas en los minerales magnéticos.

En la primera etapa del ciclo de histéresis (en donde vemos la saturación magnética), podemos observar el patrón de adquisición de la Magnetización Remanente Isotermal (IRM por sus siglas en inglés) (Figura 27).

La mayoría de las muestras se saturaron a 200 mT, lo que es característico de granos ferrimagnéticos.

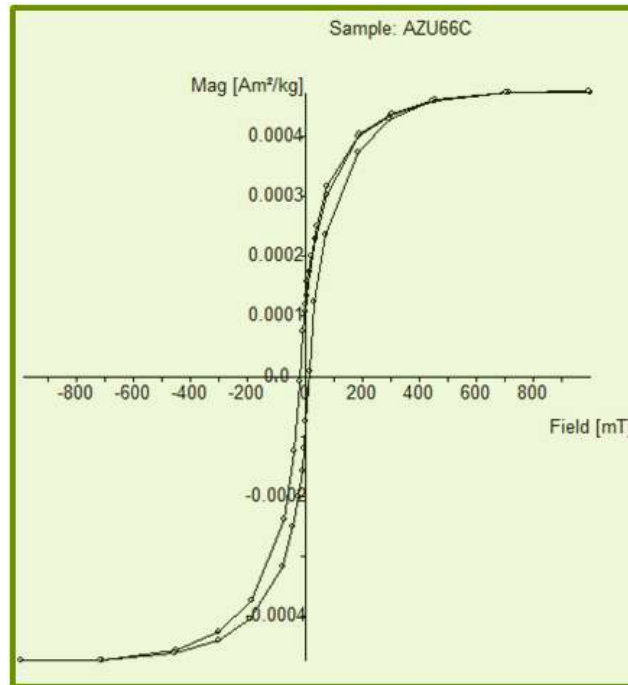


Figura 26. Ciclo de histéresis para la muestra 066C. Se observa la saturación a un poco más de 600 mT, en ambos lados de la gráfica. Esta forma es característica de la presencia de, por lo menos dos granos de diferentes coercitvidades.

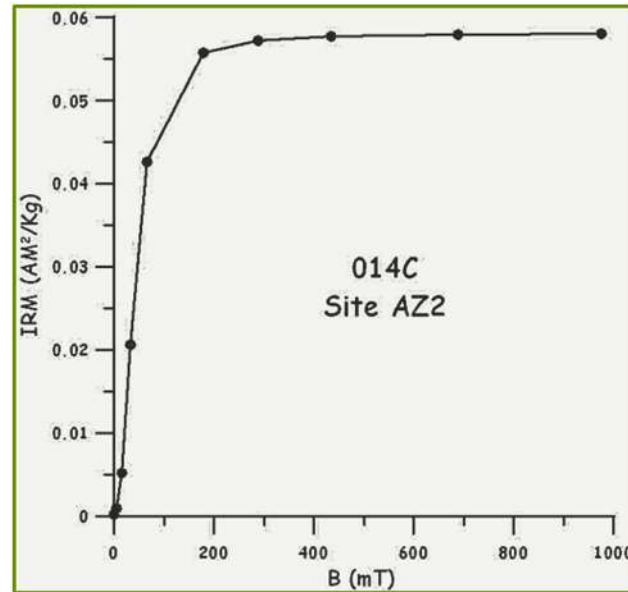


Figura 27. Curva de adquisición de la IRM de la muestra 014C. Se observa que aproximadamente a 200 mT se llega a la mayor adquisición de magnetización en donde la muestra, aunque se le siga aplicando un campo, ésta ya no adquiere más magnetización.

Como se mencionó antes los parámetros obtenidos del ciclo de histéresis como son M_s , M_{rs} , B_c y B_{cr} , se construye el Diagrama de Day (Day y Schmidt, 1977) (Figura 28), que nos indica el tipo de grano magnético presente en nuestras muestras.

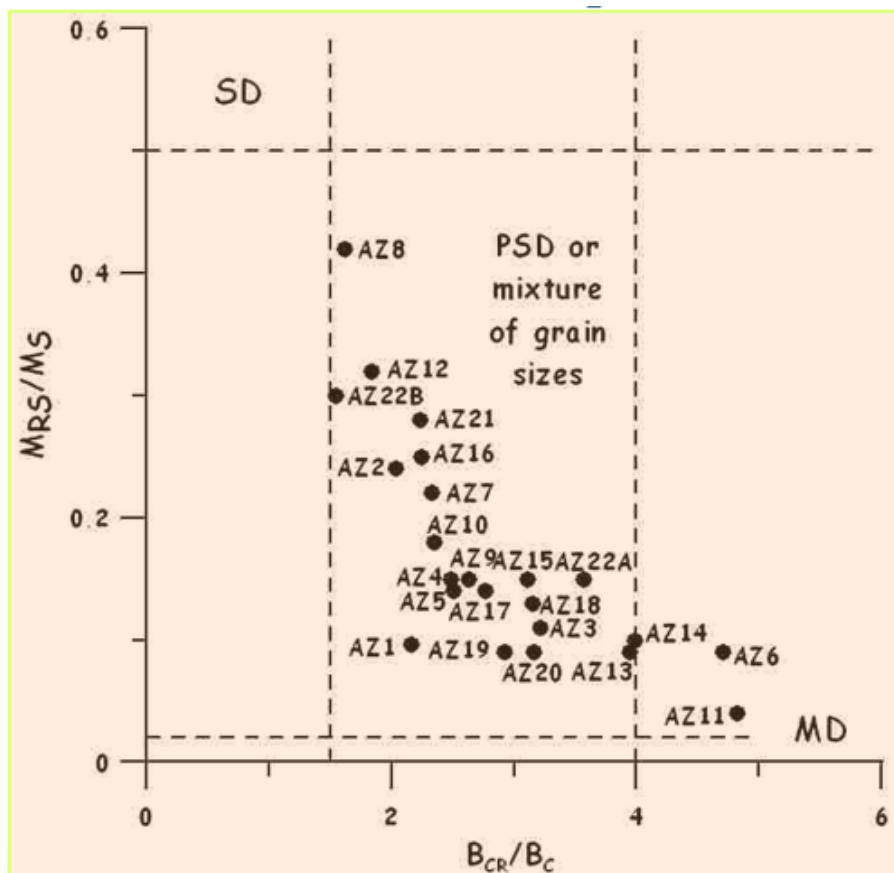


Figura 28. Diagrama de Day para nuestras muestras. Como se observa la mayoría de las muestras caen en el rango de pseudo-dominio simple. M_s = Magnetización de Saturación, M_{rs} = Magnetización Remanente de Saturación, B_c = Fuerza Coercitiva y B_{cr} = Fuerza Coercitiva de Saturación.

En la Figura 28 observamos que la mayoría de las muestras caen en el rango de dominio pseudo-simple muy variable, lo que es bueno ya que los granos de dominio simple son los que conservan mejor la magnetización primaria, la cual es posible determinar por campos alternos.

En un intento más por determinar la posibilidad de obtener la paleointensidad se realizó una relación de los cocientes de los parámetros obtenidos de los Ciclos de Histéresis (M_{rs}/M_s , B_{cr}/B_c) (Calvo, *et al.*, 2011), antes y después de calentar y se obtuvieron las siguientes gráficas:

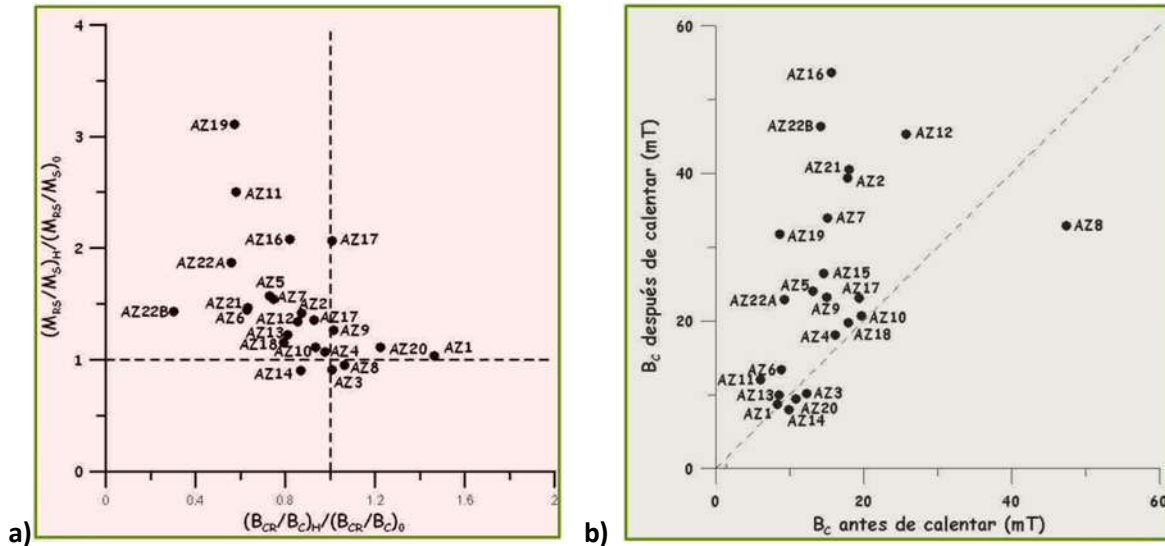


Figura 29. a) Relación entre los cocientes de los parámetros de histéresis M_{rs}/M_s (Saturación de Remanencia entre Magnetización de saturación) y B_{cr}/B_c (Coercitividad de Remanencia sobre Coercitividad) antes y después de calentar. b) Relación entre coercitvidades antes y después de calentar. Los símbolos como en a)

En las gráficas de la Figura 29 las líneas discontinuas representan el valor 1, esto es sin alteración. Las muestras que se encuentran más alejadas de estas líneas discontinuas son las que presentan cambios mineralógicos. Se puede observar que, en casi todas las muestras, después de calentar a 550°, aumenta el cociente M_{rs}/M_s , pero también baja el cociente B_{cr}/B_c . Esto lo produce un aumento de B_c y de M_{rs} y puede deberse, muy probablemente a oxidación a altas temperaturas y reducción del tamaño de grano efectivo de las muestras por exsolución. Con estas relaciones constatamos que, efectivamente, las transformaciones mineralógicas ocurridas durante estos experimentos no permiten realizar un estudio de paleointensidad para nuestra área de estudio.

Capítulo 8. Observaciones bajo el Microscopio de Luz Reflejada

Se analizaron 23 muestras, una de cada sitio de la zona de estudio. Las muestras estudiadas se clasifican en dos grupos, de acuerdo a las observaciones en el microscopio:

Grupo 1. A este grupo pertenecen las siguientes muestras: 203c; 142b; 179c; 83c; 67c; 166c; 48c; 188c; 19b; 16; 108b; 77c.

Muestras de tamaño de grano fino, holocristalinas (>90% cristales), porfídicas a microporfídicas y con una matriz formada por cristales de plagioclasa de tamaño muy pequeño, con texturas microlíticas fluidales y traquíticas.

Estas muestras tienen altos contenidos de minerales metálicos (> 5%), que se distribuyen de forma homogénea por toda la lámina. En este grupo de muestras se han identificado:

- **Cristales de cromitas rodeadas de hematites.**

Estos cristales de cromita son las menas de mayor tamaño (>20 μm) y generalmente están en contacto con los fenocristales de silicatos (cristales de mayor tamaño, principalmente piroxenos y plagioclasas). Están rodeadas de hematites con algo de titanio como se puede observar en la Figura 30.

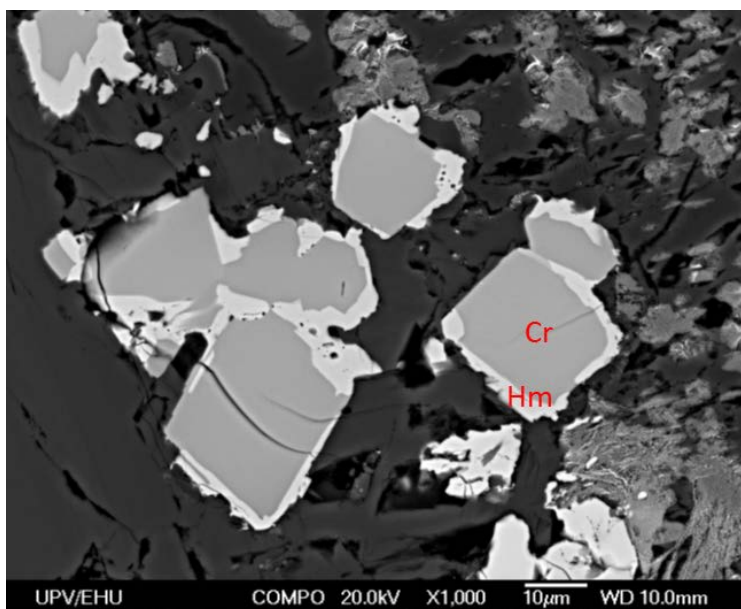


Figura 30.- Fotografía de la muestra 77. Los minerales de hábito cúbico y color oscuro son cromitas (Cr), mientras que los halos más brillantes que los rodean son hematites (Hm) con bajos contenidos en titanio, se encuentran en contacto con silicatos.

- **Titano-magnetitas con exsoluciones de ilmenita**

Aparecen tanto junto a los fenocristales de silicatos como diseminados en la matriz y tienen un tamaño de entre 20 μm y 10 μm . La Figura 31 muestra un ejemplo en el que se ve una parte más clara, más reflectante, que corresponde a las titano-magnetitas y que incluye bandas más oscuras, alternantes, de ilmenita.

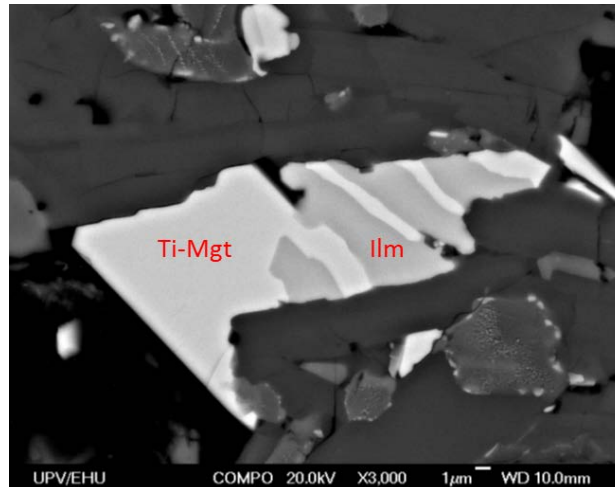


Figura 31. Fotografía de la muestra 77, observación al microscopio. Se observan cristales de Titanomagnetita (Ti-Mgt), los cuales presentan exsoluciones de Ilmenita (Ilm).

- **Hematites con bajos contenidos en Ti**

De muy pequeño tamaño (<10 μm), aparecen diseminados por la matriz de las láminas y son hematites casi puras, con muy poco o nada de titanio. En varias muestras aparece una textura curiosa que creemos está ligada a la etapa final de rápido enfriamiento de las lavas y que consiste en crecimientos de tipo mirmequítico de las hematites (Figura 32).

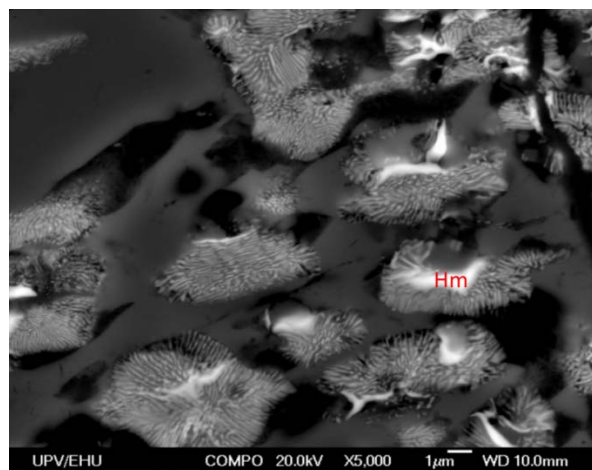


Figura 32. Fotografía al microscopio de la muestra 77 en donde se observa una textura mirmequítica de las hematites (Hm).

- **Titano-magnetitas homogéneas**

Algunas muestras de este grupo presentan una mineralogía metálica mucho más monótona, dominada por titanomagnetitas con ligeras variaciones en los contenidos de Ti. Es el caso de la Figura 33, donde tanto las menas de mayor tamaño (33a) como las más pequeñas (33b) tienen composiciones similares.

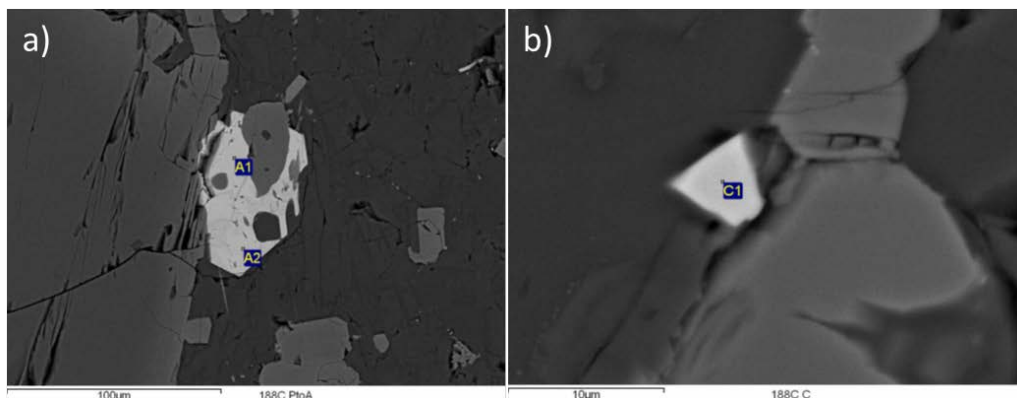


Figura 33. Fotografía de la lámina de la muestra 188C observadas al microscopio. A1, A2 y C1 corresponden a cristales de titanomagnetitas.

Grupo 2. Pertenecen a este grupo las siguientes muestras: 175b; 115b; 39c; 136c; 156c; 87c; z004D; 98b; 53d; 125c; 31c; 31A.

Muestras de tamaño de grano medio, hialocristalinas (>10% vidrio, >10% cristales), porfídicas y con texturas muy variadas (vitrofídica, esferulítica, perlítica y vacuolar).

Estas muestras tienen contenidos de minerales metálicos menores que las del grupo 1 (no más del 3%). Las menas se distribuyen de forma irregular por toda la lámina, siendo habitual la presencia de óxidos metálicos de >100 µm. En las muestras de este grupo se han identificado:

- **Cristales de cromita pura.**

Aparecen incluidos en fenocristales de silicatos (Figura 34, A3 y A5), tienen un color más oscuro y son de gran tamaño.

- **Cristales de cromita titanífera**

También aparecen incluidos en fenocristales de silicatos (Fig. 34, A1, A2 y A4), tienen un color más claro y son de gran tamaño.

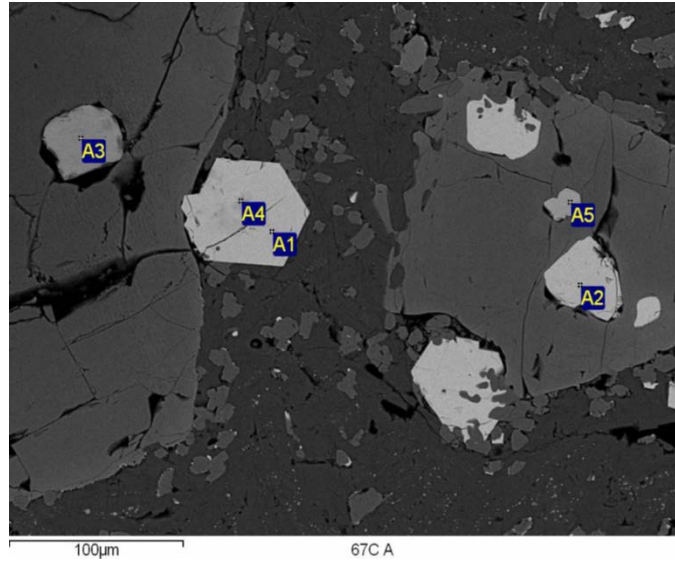


Figura 34. Fotografía de la muestra 67 C A donde se observan cristales de cromita pura incluidos en fenocristales de silicatos (A3 y A5) y también cristales de cromita titanífera (A1, A2 y A4).

- **Cristales de ilmenita de gran tamaño(>100 µm) (Figura 35)**

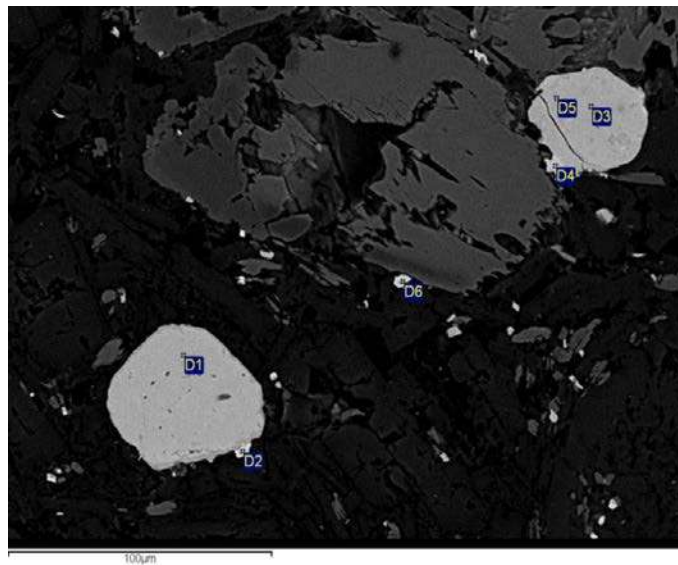


Figura 35. Foto de la muestra 136C en donde se observan cristales de ilmenita (D1, D3 y D5) y cristales de titanomagnetitas (D2 y D4)

- **Cristales de pequeño tamaño (>10 µm) de titanomagnetitas.**

Se pueden observar en la Figura 35, D2 y D4, además de cristales más pequeños dispersos en la matriz.

- **Cristales de magnetita con cromo y titanio.**

Aparece como cristales de hábito xenomorfo de gran tamaño, asociados con fenocristales de silicatos (Figura 36).

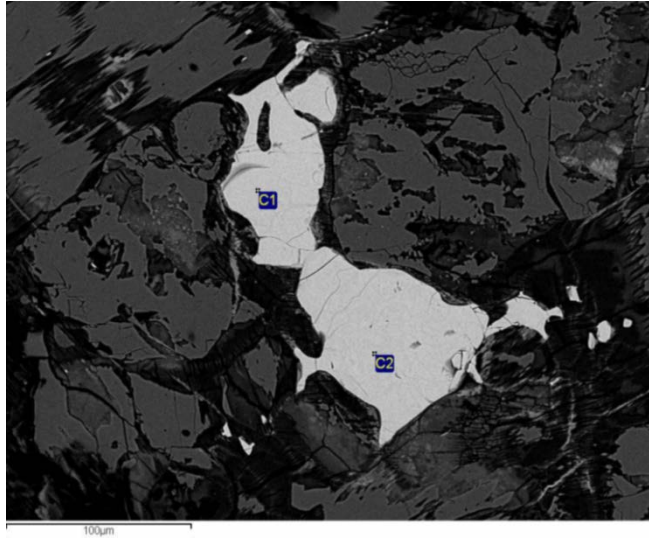


Figura 36. Fotografía de la muestra 136C C donde se observan cristales de magnetita con cromo y titanio (C1 y C2).

Capítulo 9. Determinación de Direcciones Paleomagnéticas

De acuerdo a los resultados de las muestras piloto, se determinó desmagnetizar el resto de las muestras por el tratamiento de Campos Alternos (AF por sus siglas en inglés). Los datos de las mediciones en cada etapa de desmagnetización se analizaron en un programa llamado PALEO-96. Este programa nos genera diagramas de Zijdververd y diagramas de iguales áreas. Los diagramas de Zijdververd (Figura 37) son una representación ortogonal de las direcciones del vector magnético en las diferentes etapas de desmagnetización.

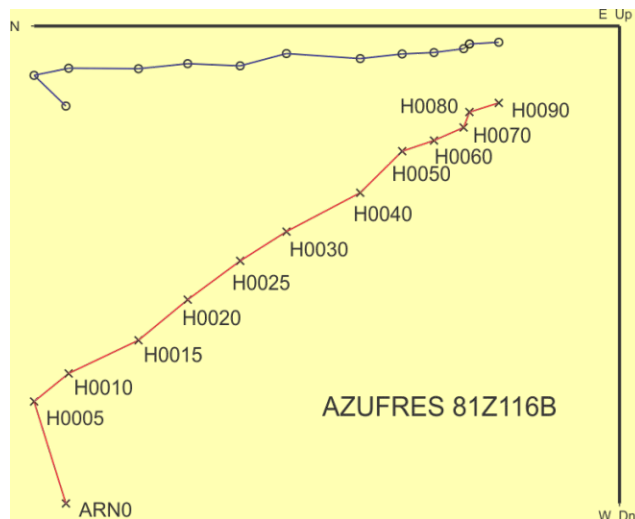


Figura 37. Diagrama de Zijdververd correspondiente a la muestra 116. Los círculos muestran el comportamiento de la componente horizontal del vector magnético, que corresponde a la declinación magnética. Las x corresponden al comportamiento de la componente vertical del vector magnético que corresponde a la inclinación. Los números son las etapas a las cuales se sometió la muestra H0005 representa 5 mT, H0010 equivale a 10 mT y así sucesivamente. ARN0 es la medición de la muestra tal y como llega del campo, sin ningún tratamiento.

Lo que pretendemos con desmagnetizar la muestra por etapas es aislar la componente principal (o primaria) del vector magnético. En la figura 37 observamos que en las primeras etapas el vector no tiende al origen del sistema (de ARN0 a H0005) por lo que generalmente se dice que son componentes secundarias de la magnetización, para el cálculo de las direcciones medias de cada muestra estas contribuciones secundarias se eliminan.

Algunas muestras presentaron componentes secundarias muy grandes (Figura 38), lo que posiblemente se puede atribuir a que la roca fue afectada por algún rayo.

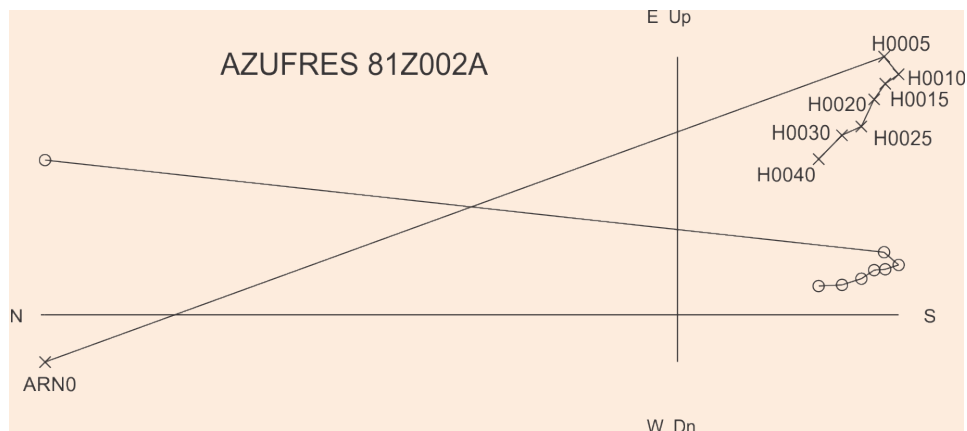


Figura 38. Diagrama de Zijderverd de la muestra 002A que presenta en la primera etapa (de ARN0 a H0005) una componente secundaria muy grande. Esta componente secundaria se elimina y se dejan sólo las que tienden al origen del sistema cartesiano que representan al vector principal de magnetización.

Algunas muestras presentaron componentes secundarias pequeñas (Figura 39), lo que indica que pudiera tener una contaminación magnética al estar la roca sometida a un campo magnético débil, a esto se le llama magnetización remanente viscosa.

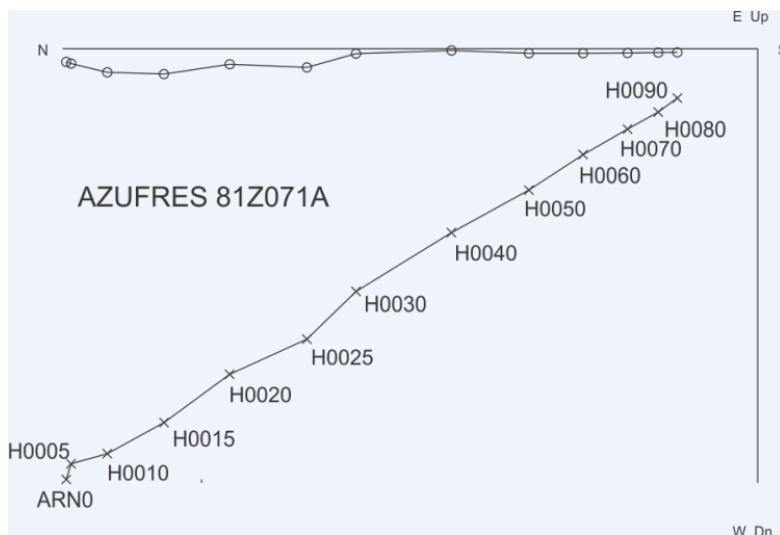


Figura 39. Diagrama de Zijderverd de la muestra 71A en donde se pueden observar componentes secundarias menores (la distancia de ARN0 a H0005 es pequeña). Estas componentes también se eliminan para el cálculo de la dirección media.

Cabe mencionar que las a las muestras se les mide la magnetización remanente natural, es decir las muestras se miden tal y como se recogen del campo para observar la distribución general y establecer algún agrupamiento inicial de los puntos, esto de observa en un diagrama de iguales áreas (Figura 40).

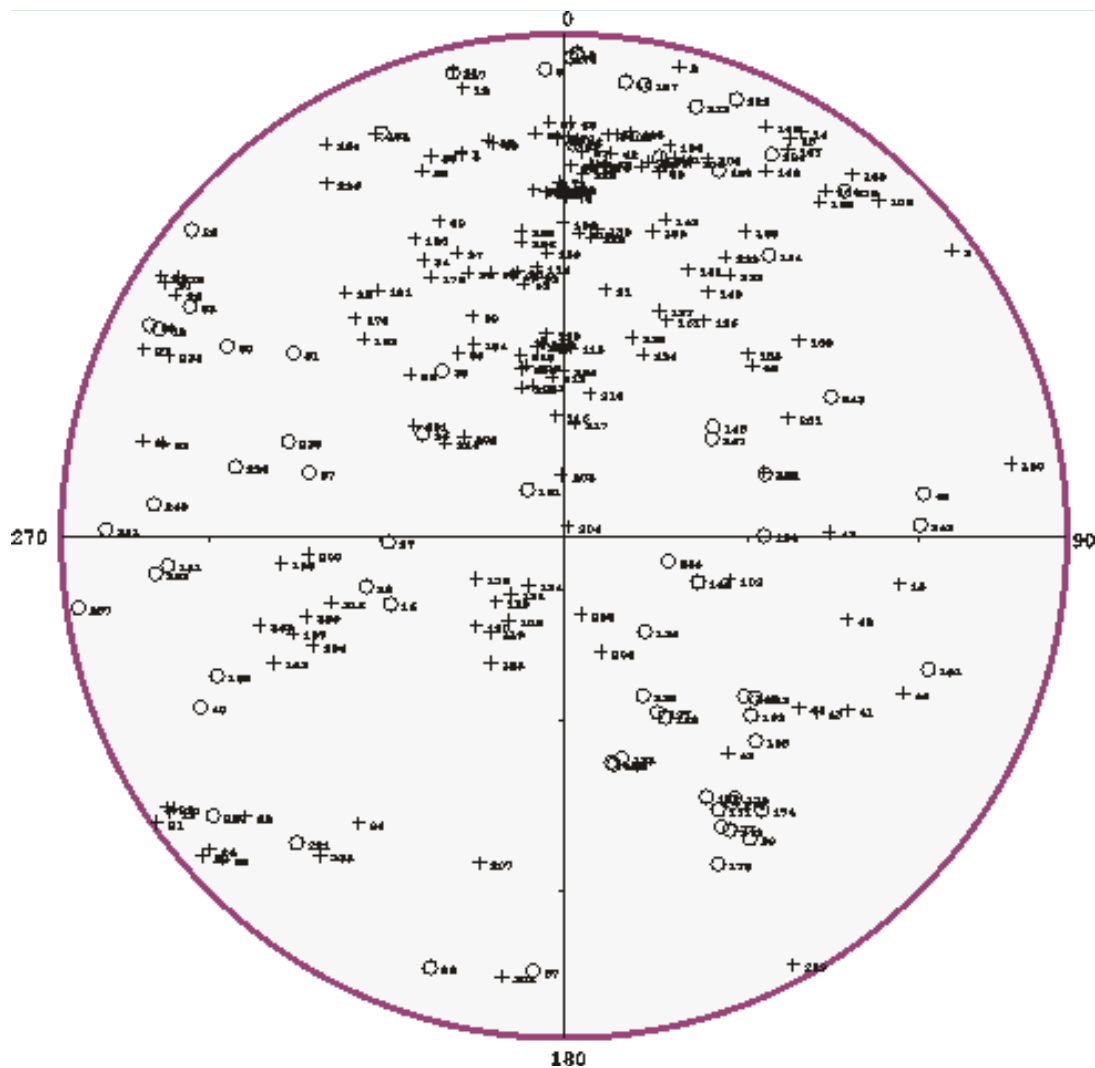


Figura 40. Diagrama de iguales áreas que muestra las direcciones paleomagnéticas obtenidas de las muestras sin ningún tratamiento, las + indican inclinación positiva y las ° Inclinación negativa.

Posteriormente cuando ya se han aplicado los tratamientos magnéticos, en este caso AF, y se ha calculado la dirección para cada espécimen, quitando las componentes secundarias de cada una se procedió calculando la dirección media para cada uno de los sitios (Figura 41).

Se calcularon también los parámetros de la estadística de Fisher para cada uno de los sitios, así como la paleolatitud y paleolongitud (Tabla 5). Esto es importante ya que la paleolatitud es la que nos determina la polaridad magnética. Si está entre $+45^\circ$ y $+90^\circ$ se considera de polaridad normal, entre -45° y -90° polaridad inversa, lo que queda fuera de estos rangos se considera polaridad intermedia.

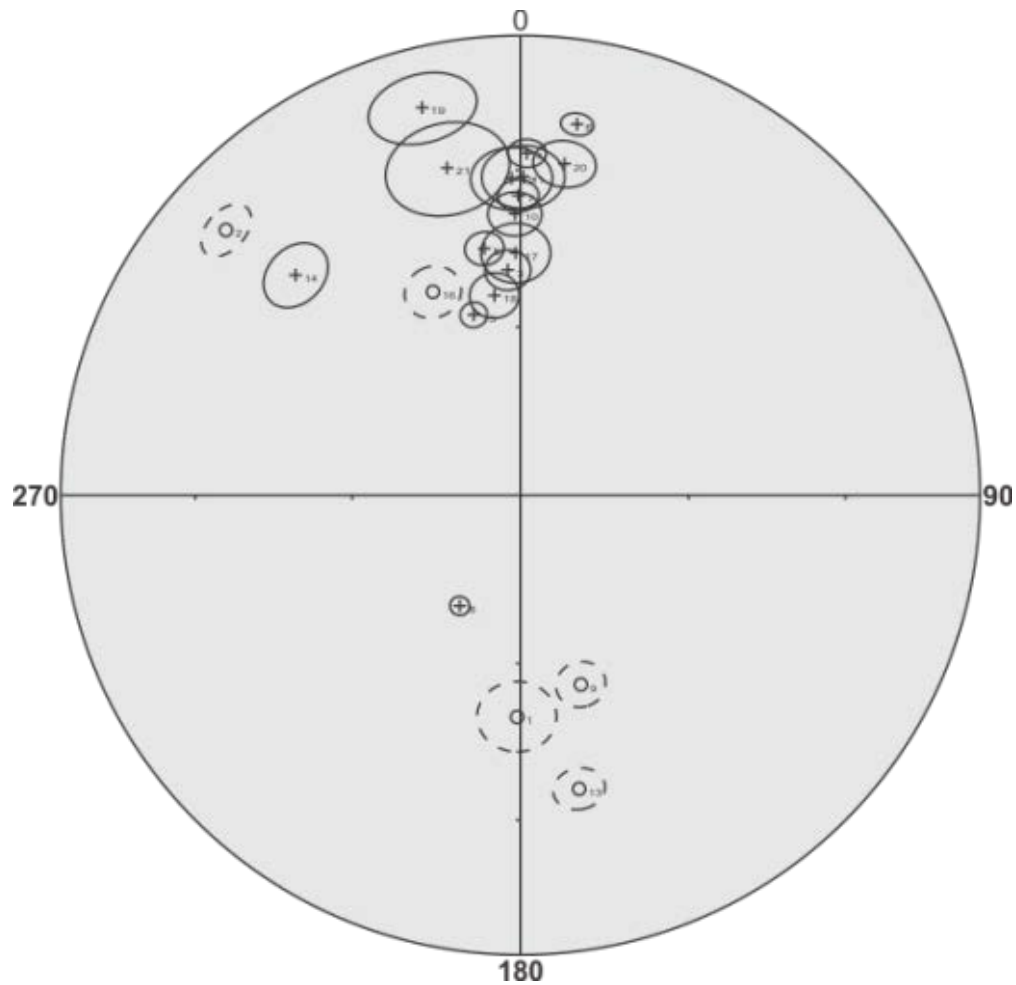


Figura 41. Direcciones medias por sitio después de eliminar componentes secundarias por campos alternos y temperatura. Los sitios que se observan en la parte superior se consideran de polaridad normal dependiendo de la paleolatitud (entre $+45^\circ$ y $+90^\circ$). Las de la parte inferior se consideran de polaridad inversa, también dependiendo de la paleolatitud (entre -45° y -90°).

En base a la paleolatitud calculada se determinaron los resultados de las direcciones de polaridad magnética y tenemos que 15 sitios dieron polaridad normal, 3 polaridad inversa, 3 polaridad intermedia y dos de los sitios presentaron inconsistencias al calcular la dirección media por lo que se desecharon (Tabla 5).

Después calculamos una sola dirección media de los 16 sitios que dieron polaridad normal, la cual dio $\text{Inc} = 36.41^\circ$, $\text{Dec} = 354.26^\circ$ con $\alpha_{95} = 7.8$ y $k = 25$ como se observa en el diagrama de iguales áreas que se presenta en la figura 42.

Sitio	Edad (Ma)	Coordenadas		Inc	Dec	α_{95}	k	Plat	Plong	Polaridad
		Latitud	Longitud							
AZ-01	1.26 ± 0.04	19.9068	100.6938	-50.1	180.9	6.6	72	-79.0	83.4	Invertida
AZ-02	1.22 ± 0.09	19.8742	100.7237	-14.9	312	4.3	126	35.4	143.9	Intermedia
AZ-03	0.50 ± 0.10	19.857	100.732	49.4	356.8	3.8	210	79.2	244.3	Normal
AZ-04	0.8 ± 0.02	19.8416	100.7277	26.5	1.1	2.9	232	84.1	68.9	Normal
AZ-05	1.3 ± 0.05	19.9111	100.8185							
AZ-06	0.51 ± 0.04	19.834	100.7567	44.9	351.7	3.2	165	79.9	211.9	Normal
AZ-07	0.81 ± 0.08	19.8091	100.8099	19.5	8.7	2.4	425	77.1	37.3	Normal
AZ-08	0.47 ± 0.05	19.8102	100.8072	35.1	359.6	3.2	234	89.4	119.3	Normal
AZ-09	0.79 ± 0.06	19.843	100.743	67.6	208.7	1.7	603	-15.2	240.8	Intermedia
AZ-10	1.39 ± 0.05	19.8421	100.7599	-54.4	162.3	4.2	191	-68.3	36.9	Invertida
AZ-11	1.14 ± 0.04	19.8086	100.7055	38.7	358.9	4.3	318	87.7	232.5	Normal
AZ-12	1.26 ± 0.05	19.7646	100.6955							
AZ-13	0.15 ± 0.05	19.7573	100.7111	31.3	0.5	6.4	215	87.1	69.7	Normal
AZ-14	0.23 ± 0.02	19.7738	100.7134	31.6	358.4	6.3	113	86.9	109.1	Normal
AZ-15	17.97 ± 0.14	19.6662	100.7213	-35.1	168.7	4.1	214	-79.3	349.5	Invertida
AZ-16	1.18 ± 0.04	19.8201	100.6645	32.1	314.4	5.6	186	46.8	174.0	Normal
AZ-17	1.16 ± 0.11	19.7832	100.6661	56.7	345.5	2.3	592	68.4	226.5	Normal
AZ-18	14.67 ± 0.21	19.7306	100.6335	-50.2	336.7	4.8	143	34.6	103.7	Intermedia
AZ-19	4.3 ± 0.3	19.6233	100.4713	46.2	358.9	5.7	179	82.0	252.5	Normal
AZ-20	0.05 ± 0.03	19.5076	100.378	53.9	352.6	4.2	364	73.7	237.4	Normal
AZ-21	0.75 ± 0.15	19.8165	101.7113	14.1	345.8	7.7	97	71.3	127.7	Normal
AZ-22A	0.87 ± 0.17	19.8818	101.7509	28.1	7.6	4.8	157	81.2	21.3	Normal
AZ-22B	0.87 ± 0.17	19.8785	101.7522	27.9	347.4	9.5	65	77.0	147.4	Normal

Tabla 5.- Resultados de polaridades magnéticas para Los Azufres, además también se presentan los resultados de la estadística de Fisher y del cálculo de la paleolatitud y paleolongitud. α_{95} es el límite de confiabilidad de los datos, k es la precisión, Plat es la paleolatitud y Plong es la paleolongitud.

También se calculó la dirección media de los tres sitios con polaridad invertida, la cual dio los siguientes resultados: Inc = -46.79° , Dec = 170.70° con $\alpha_{95} = 18.2$ y k = 47 y puede observarse su posición en el diagrama de iguales áreas de la Figura 43.

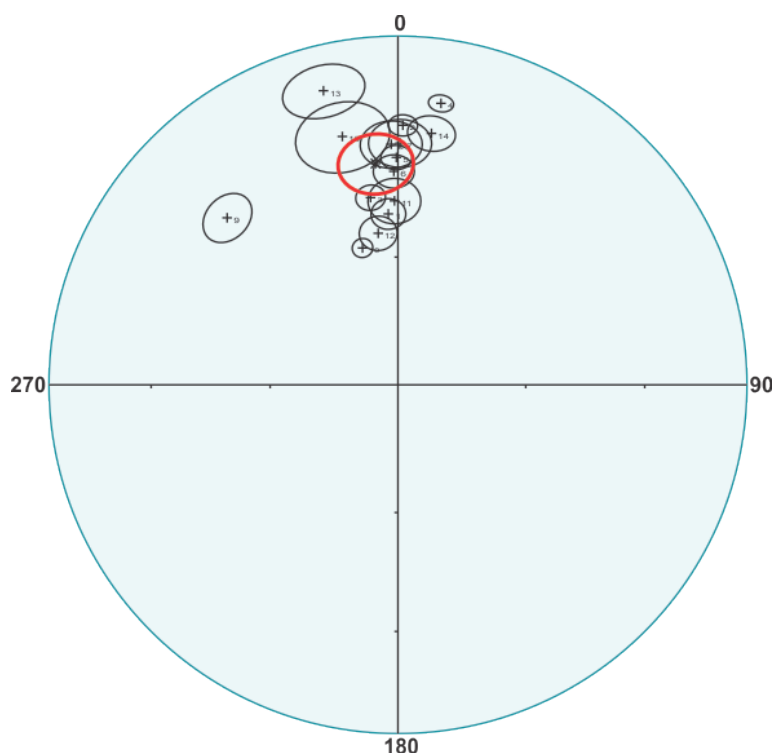
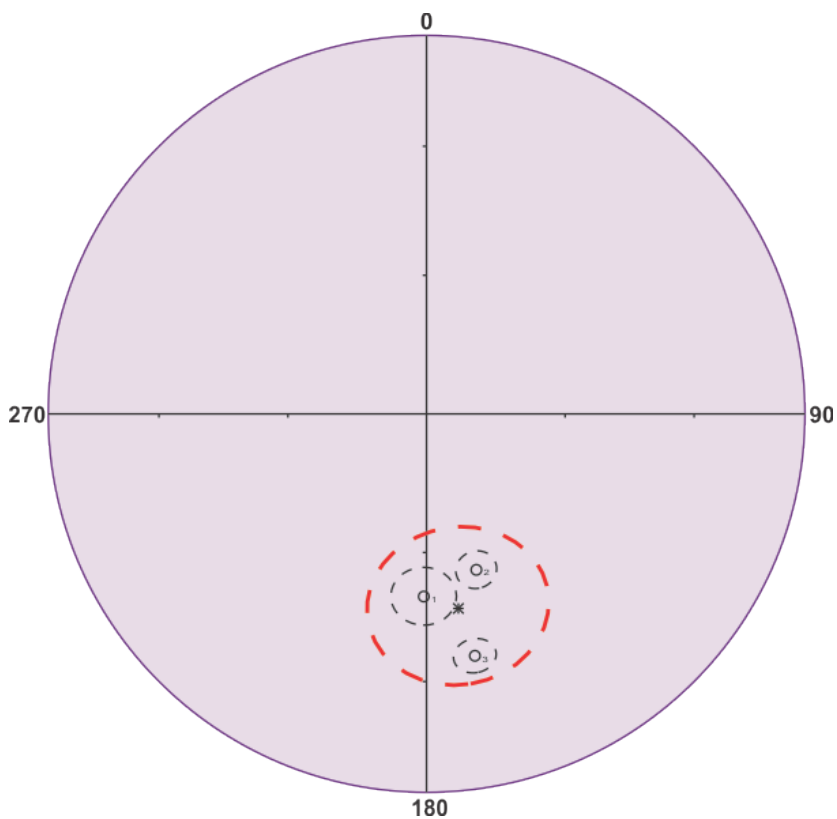


Figura 42. Dirección media de los 16 sitios que dieron polaridad normal (ovalo en rojo). Como se puede observar es un promedio representativo de todos los sitios. El centro del cono es la dirección, el cono representa el α_{95} .

Figura 43. Dirección media promedio de los tres sitios que dieron polaridad invertida, como puede observarse el α_{95} es grande esto es debido a que son solo 3 datos un poco dispersos.



Con los resultados de la dirección media de los sitios con polaridad normal y la dirección media de los sitios con polaridad invertida se realizó la prueba de antipodalidad magnética y se determinó que el ángulo entre los dos es menor de 3° , como se muestra a continuación:

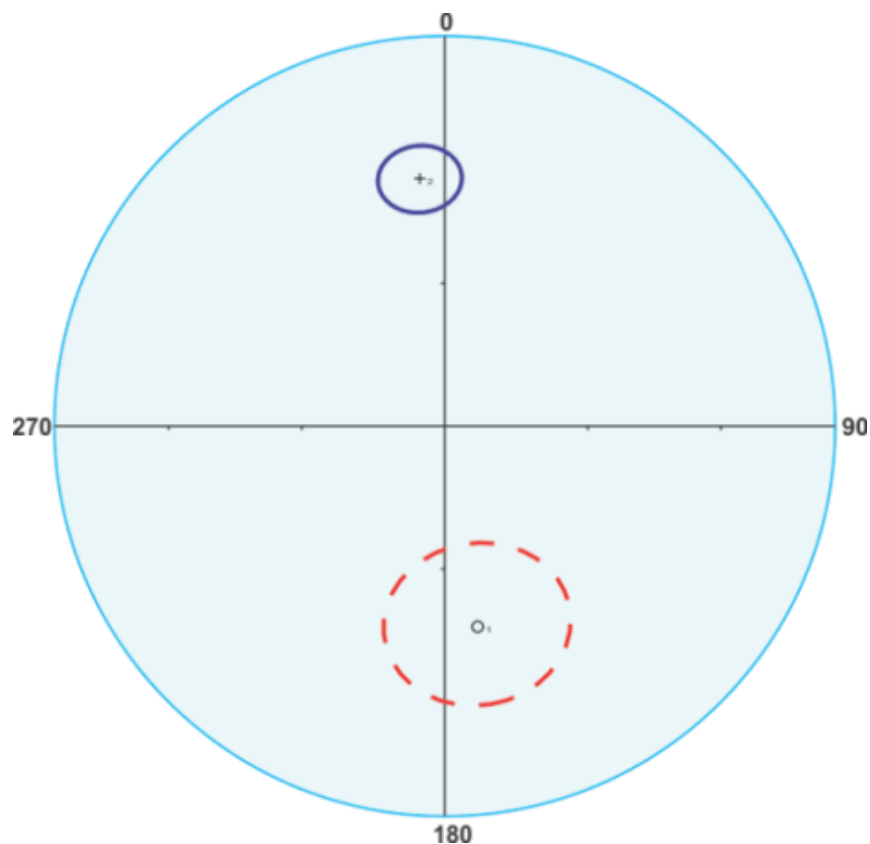


Figura 44. Prueba de antipodalidad magnética entre la dirección media de los sitios con polaridad normal y la dirección media de los sitios con polaridad invertida.

Para calcular la dirección media para la zona de estudio incluimos, además de los 16 sitios con polaridad normal, los sitios con polaridad invertida convertidos teóricamente a positivos (sólo sumamos 180°); con lo que tenemos: $\text{Inc} = 38.18^\circ$, $\text{Dec} = 353.73$ con $\alpha_{95} = 6.9$ y $k = 26$, esto se puede observar en el diagrama de áreas iguales que se presenta abajo. Esta dirección media es más completa y precisa al aumentar los 3 sitios de polaridad inversa, ya que entre más datos tenemos es mejor para la estadística.

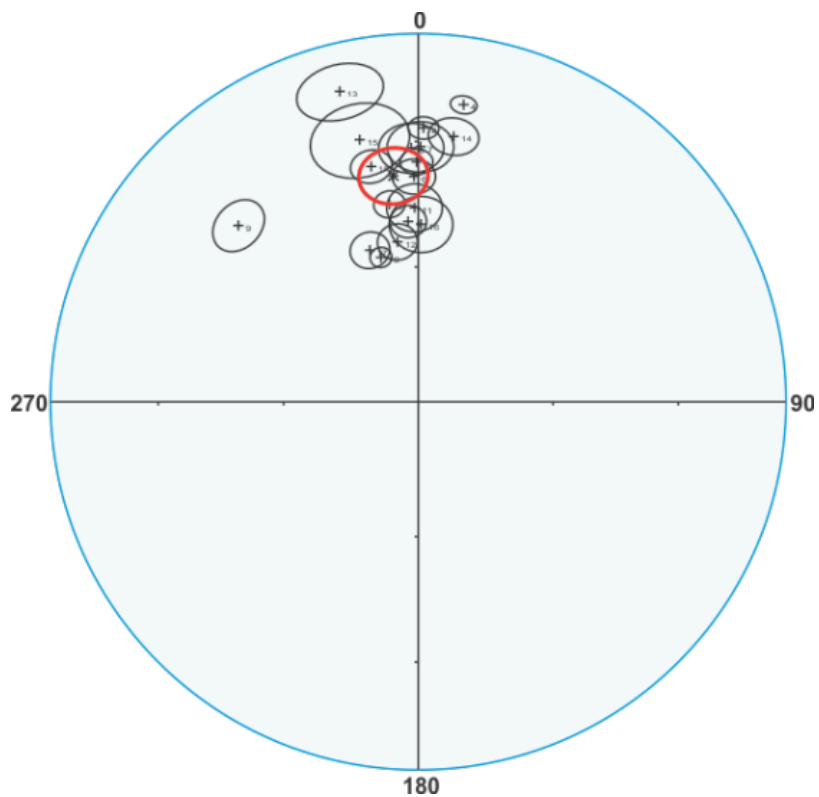
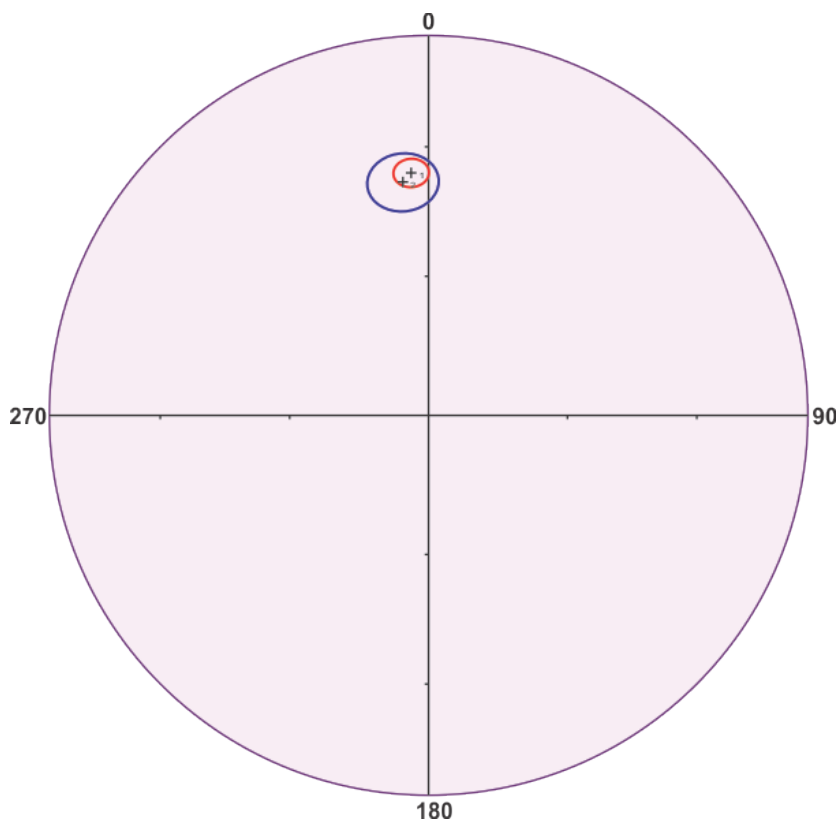


Figura 45. Dirección media obtenida para nuestra zona de estudio, obtenida de 19 sitios. Se observa con su respectivo α_{95} .

Figura 46. Dirección esperada (rojo) comparada con la dirección obtenida (azul). Como observamos sus α_{95} se encuentran una dentro de la otra, lo que nos indica que se trata del mismo dato.



Para determinar la rotación de terrenos en ejes verticales, que es uno de los objetivos de nuestro trabajo comparamos la dirección que obtuvimos con la dirección esperada recalculada de los polos de referencia para el cratón Norteamericano (Besse and Courtillot, 2002), que es: $Inc = 36.2^\circ$ y $Dec = 355.9^\circ$. Estos dos puntos se observan en el diagrama de iguales áreas de la Figura 46 con sus respectivos α_{95} . Cuando sus α_{95} se traslapan se considera como un mismo dato.

Como se puede apreciar en la Figura 46 la dirección obtenida es prácticamente indistinguible de la esperada, lo que quiere decir que no ha habido deformaciones tectónicas significativas para el Campo Volcánico Los Azufres en los últimos 2 Ma.

Con los datos obtenidos se realizó la gráfica de la Figura 47, en donde podemos observar la variación de la declinación, inclinación y paleolatitud a lo largo de los 1.47 Ma que tiene el Campo Volcánico Los Azufres. Además se contrapone con la escala magnetoestratigráfica global donde se observan los cambios de polaridad que han ocurrido en este periodo de tiempo.

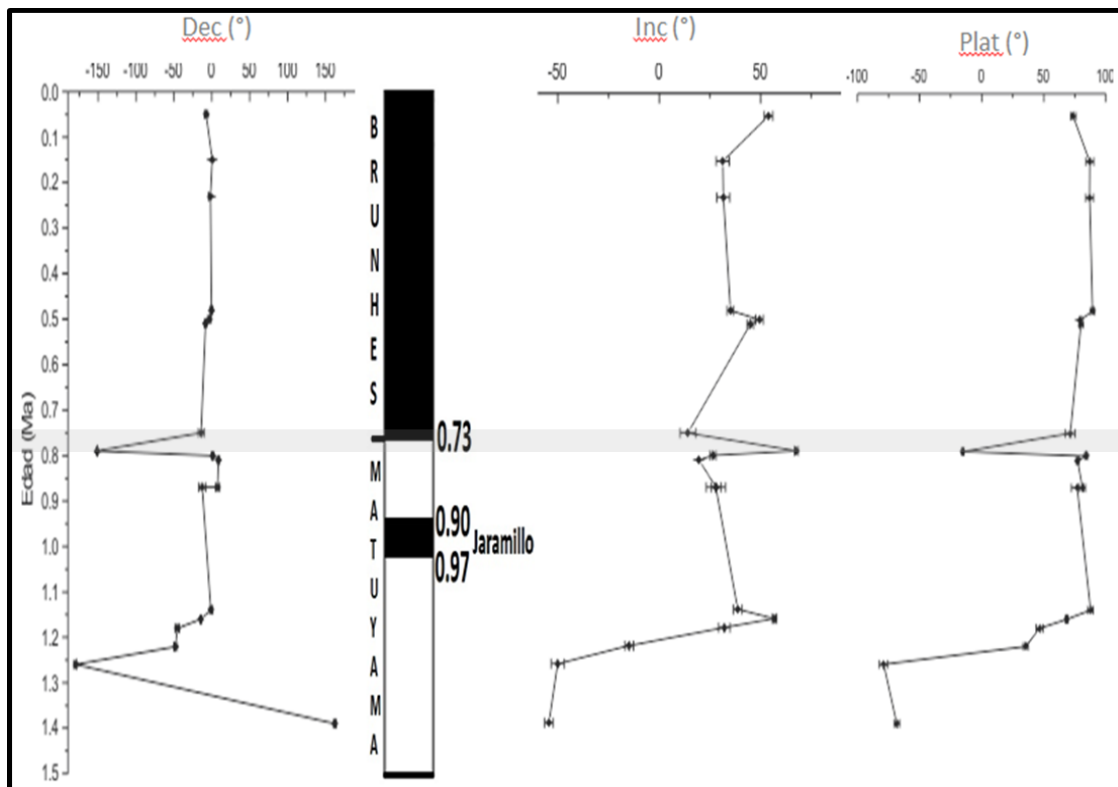


Figura 47. Gráficas de la variación de la Declinación, Inclinación y Paleolatitud, además de la escala magnetoestratigráfica. Los picos que se muestran corresponden a las variaciones que se han tenido en el tiempo, como la que se encuentra señalada en azul, la anomalía corresponde a la transición Matuyama-Brunhes

Como se puede observar en la Figura 47, se observan anomalías que corresponden a las transiciones que han ocurrido en el tiempo geológico. También se presentan los resultados en orden cronológico (Tabla 6), en la cual se presenta la edad y la polaridad que dieron cada uno de los sitios analizados de la zona de estudio.

Comparando la tabla obtenida de polaridades para el Campo Volcánico Los Azufres (Tabla 6) con la escala magnetoestratigráfica global, observamos que las lavas que se encuentran por debajo de los 0.73 Ma, presentan polaridad Normal, por encontrarse dentro del Cron de Brunhes; lo anterior coincide también con nuestros datos obtenidos para este periodo de tiempo. Posteriormente observamos que en el límite de este tiempo (0.73 Ma) se presenta un cambio de polaridad, es decir polaridad Invertida (Cron Matuyama); sin embargo en nuestros datos no observamos este cambio en ese periodo de tiempo; esto puede deberse a los errores en los rangos de edades o a algún subcrón que se haya presentado en este periodo, aunque en la literatura no se ha registrado aún ningún cambio de polaridad para este tiempo. Pero lo que sí se puede observar es que en nuestros datos obtuvimos una polaridad intermedia en 0.79 Ma, esto puede relacionarse con la transición Matuyama-Brunhes, que algunos autores ubican en 0.78 Ma.

Sitio	Inc (°)	Dec (°)	α_{95}	Edad(Ma)	PLat	Polaridad
AZ-20	53.9	-7.4	4.2	0.05	73.7	N
AZ-13	31.3	0.5	6.4	0.15	87.1	N
AZ-14	31.6	-1.6	6.3	0.23	86.9	N
AZ-08	35.1	-0.4	3.2	0.48	89.4	N
AZ-03	49.4	-3.2	3.8	0.5	79.2	N
AZ-06	44.9	-8.3	3.2	0.51	79.9	N
AZ-21	14.1	-14.2	7.7	0.75	71.3	N
AZ-09	67.6	-151.3	1.7	0.79	-15.2	I
AZ-04	26.5	1.1	2.9	0.8	84.1	N
AZ-07	19.5	8.7	2.4	0.81	77.1	N
AZ-22A	28.1	7.6	4.8	0.87	81.2	N
AZ-22B	27.9	-12.6	9.5	0.87	77	N
AZ-11	38.7	-1.1	4.3	1.14	87.7	N
AZ-17	56.7	-14.5	2.3	1.16	68.4	N
AZ-16	32.1	-45.6	5.6	1.18	46.8	N
AZ-02	-14.9	-48	4.3	1.22	35.4	I
AZ-01	-50.1	-179.1	6.6	1.26	-79	R
AZ-10	-54.4	162.3	4.2	1.39	-68.3	R

Tabla 6. Resultados de la polaridad obtenida para en Campo Volcánico Los Azufres, en orden cronológico.

Ya a partir de los 1.26 Ma a los 1.47 Ma, que abarca el CVAZ, podemos observar (Tabla 6) que se obtuvo una polaridad Inversa (Reverse en Inglés, por ello la letra R en la tabla 6) como corresponde al Cron Matuyama.

Para poder obtener una mejor resolución en nuestra escala magnetoestratigráfica se pueden adicionar estudios de regiones similares o cercanas a esta localidad, o con características similares en los mismos periodos de tiempo. Aquí conjuntamos los resultados obtenidos de otros estudios paleomagnéticos realizados en lavas del CVTM.

Para observar la variación de la Declinación, Inclinación y Paleolatitud en los últimos 5 Ma (Figura 48) conjuntamos los datos obtenidos por Maciel, *et al.* (2011) para lavas del volcán Tancítaro, de Tacámbaro, del volcán Jorullo y de Valle de Santiago; los datos obtenidos del Campo Volcánico Ceboruco San Pedro, estudio realizado por Petronille, *et al.* (2005); los datos obtenidos por Rodríguez, *et al.* (2006) para el Campo Volcánico Tequila y los obtenidos por Escutia, *et al.* (2010) para el Complejo Volcánico de Colima.

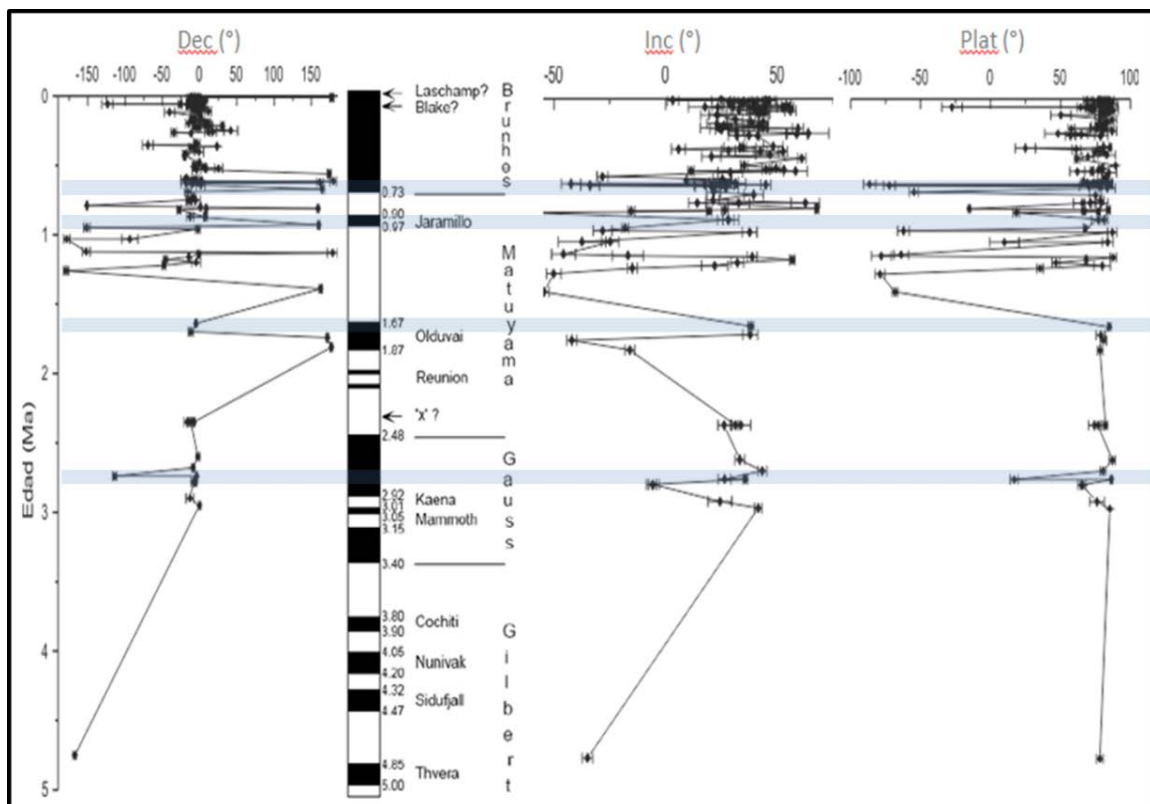


Figura 48. Variación de la Declinación, Inclinación y Paleolatitud en los últimos 5 Ma, datos obtenidos de diferentes estudios de lavas de la FVTM. Se observan algunos picos de anomalías que representan algunas de las transiciones ocurridas en el tiempo.

En la figura 48 observamos algunas anomalías que se encuentran señaladas con una franja azul y corresponden a crones o sub-crones que han ocurrido en algún período de tiempo, como vemos esas anomalías coinciden en las tres gráficas y coinciden también con la escala magnetoestratigráfica global que se presenta.

En la parte de debajo de la gráfica, de la última marca azul hacia abajo no se aprecian anomalías o picos, pero no es porque no las haya habido, de hecho según la escala magnetoestratigráfica si los ha habido, es sólo que hacen falta datos que abarquen estos periodos de tiempo.

Capítulo 10. Principales Resultados y Discusión

Las observaciones al microscopio mostraron que los minerales metálicos presentes en las muestras, con abundancias de hasta poco más del 5%, son: Cromita, Titanomagnetita, Hematita, Ilmenita y Magnetita, aunque los resultados de los experimentos magnéticos (ciclos de histéresis y Curvas termomagnéticas) sugieren que los responsables de la magnetización remanente (primaria) son titanomagnetitas pobres en titanio.

La paleodirección media obtenida de 19 sitios es: Inc = 38.18°, Dec = 353.73 con $\alpha_{95} = 6.9$ y $k = 26$. Esta dirección no difiere de la esperada recalculada de los polos de referencia para el Cratón Norteamericano (Besse and Courtillot, 2002) observamos que son prácticamente indistinguibles; lo que nos indica que no ha habido rotaciones tectónicas (en ejes verticales) en la zona de estudio para los últimos 5 Ma.

Otros estudios paleomagnéticos realizados en el CVTM (p. ejem. Maciel, *et al.*, 2011) tampoco encuentran rotaciones tectónicas significativas, aunque Ferrari, *et al.* (1991) haciendo estudios de mecanismos focales si han encontrado rotaciones mínimas. Estas rotaciones encontradas por este autor podrían no ser detectadas por el paleomagnetismo debido, probablemente, a que son tan pequeñas que alcanzan a caer en el rango de error que se maneja en la estadística de los datos paleomagnéticos. Nuestro resultado refuerza la hipótesis adelantada en estudios previos del CVTM (Petronille, *et al.*, 2005; Conte, *et al.*, 2006; Rodríguez, *et al.*, 2006) sobre la ausencia de rotaciones tectónicas sobre ejes verticales en el Plio-Pleistoceno a lo largo del CVTM. Este tipo de deformaciones son exclusivas para el Mioceno (Ruiz, *et al.*, 2000).

La dirección magnética característica fue determinada por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), utilizando 4 a 9 puntos, siendo tomados en el análisis de la componente principal para esta determinación. Las direcciones obtenidas fueron promediadas por unidad y los parámetros estadísticos se calcularon asumiendo una distribución fisheriana. Las direcciones promedio por unidad determinadas con precisión dieron un α_{95} menor de 10°. Debido a una sobreimpresión magnética fuerte, no se obtuvieron paleodirecciones de los sitios AZ-05 y AZ-12.

Una característica interesante del registro proviene de los flujos de lava AZ-02, AZ-11 AZ-16 y AZ-17, fechadas entre 1.14 y 1.22 Ma. Estos arrojaron polaridades normales firmemente definidas. La

posible existencia de una magnetización de polaridad normal en el cron Inverso Matuyama identificada como anomalía X en los perfiles de anomalías magnéticas por Heirtzler, *et al.* (1968) y Emilia y Heinrichs (1969), no ha sido confirmada por rocas volcánicas subáreas, con excepción de una lava de 2.37 Ma de polaridad normal de Argentina (Valencio, *et al.*, 1970). Más recientemente, sin embargo, Herrero-Bervera y colaboradores (2007) reportaron paleodirecciones transicionales en el Valle de Halawa, Volcán Koolau, Oahu, Hawái. Las correspondientes posiciones de los polos geomagnéticos virtuales se encuentran cerca de Madagascar y experimentos de calentamiento incrementales dieron isocronas entre 2.64 ± 0.23 a 2.37 ± 0.17 Ma, con una edad media ponderada de 2.514 ± 0.039 Ma, lo que combinado con la polaridad invertida del conjunto global y la ausencia de inversiones, sugiere fuertemente que la excursión corresponde a Cryptochron C2r.2r-1 (Cande y Kent, 1995).

Otros eventos geomagnéticos en el cron Matuyama son definitivamente más jóvenes los eventos de Halawa, y deberá corresponderse con el evento geomagnético Reunión. Existe una buena concordancia en cuanto al momento de las inversiones magnéticas para los pasados 2 Ma. Estos incluyen la inversión Matuyama/Brunhes en 0.78 Ma, el Evento Jaramillo en 1.07 a 0.99 Ma y el Evento Olduvai en 1.95 a 1.77 Ma (Shackleton, *et al.*, 1990; Hilgen, 1991; Baksi, *et al.*, 1992; Baksi, 1994a, Singer y Pringle, 1996). Se han identificado varios períodos cortos de polaridad normal y/o intentos posiblemente infructuosos (conocidos como excursiones geomagnéticas) del dinamo de la Tierra por cambiar la polaridad dentro de la época de Matuyama de polaridad invertida (Singer, *et al.*, 1999 y las referencias en él), los cuales incluyen los eventos Kamikatsura, Santa Rosa, Punaruu y el Cobb Mountain. El Evento Reunión fue definido inicialmente por estudios paleomagnéticos de lavas de la isla de Reunión, en el Océano Índico (McDougall y Watkins, 1973). Baksi, *et al.* (1993), fecharon las lavas de la Isla Reunión por el método de calentamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y junto con estudios astrocronológicos sobre rocas del Mediterráneo, sugieren una edad de 2.15-2.13 Ma para el evento, mientras que las unidades volcánicas de Cobb Mountain (California) son fechadas entre 1.21 y 1.19 Ma por Nomade, *et al.* (2005). Es importante señalar que el hallazgo encontrado en este estudio es de gran relevancia ya que no existe, hasta la fecha, registro de este evento en México por lo que estos datos reportados muestran una evidencia consistente con este subcron y, por lo tanto, reforzará significativamente la tabla magnetoestratigráfica global.

Conclusiones Generales

Los minerales portadores de la magnetización remanente son titanomagnetitas pobres en Titanio con estructura de dominio pseudosimple muy variable.

Se determinó que las muestras presentaban oxidación a altas temperaturas y reducción del tamaño de grano por exsolución, resultado del hidrotermalismo al que se encuentran expuestas las rocas del CVAZ, motivo por el cual no se pudieron realizar los experimentos para determinar la paleointensidad absoluta.

Las muestras se desmagnetizaron por los dos tratamientos magnéticos: campos alternos y Térmico, esto debido a la alteración hidrotermal que las muestras presentaban.

Se logró aislar exitosamente la componente primaria para 21 sitios, 16 de los cuales resultaron con polaridad normal, 3 polaridad Invertida, 3 polaridad intermedia y 2 sitios presentaron inconsistencias por lo que se desecharon.

La paleodirección media obtenida de 19 sitios es: Inc = 38.18° , Dec = 353.73 con $\alpha_{95} = 6.9$ y $k = 26$. Esta dirección no difiere de la esperada recalculada de los polos de referencia para el Cratón Norteamericano (Besse and Courtillot, 2002). Nuestro resultado refuerza la hipótesis adelantada en estudios previos del CVTM sobre la ausencia de rotaciones tectónicas sobre ejes verticales en Plio-Pleistoceno a lo largo CVTM. Este tipo de deformaciones son exclusivas para el Mioceno.

Se detectó una clara evidencia del cambio de polaridad Matuyama-Bruhnes a 0.79 Ma a través de las direcciones transicionales y/o intermedias lo cual ayuda a establecer las principales características del campo magnético terrestre durante las transiciones de polaridad.

Se estableció una escala de referencia de polaridades magnéticas para la porción Oeste del CVTM que serviría como una herramienta poderosa de fechamiento absoluto probablemente más preciso que las dataciones radiométricas.

Se mostró claramente la factibilidad de estudios paleomagnéticos en áreas hidrotermalizadas tal es el caso de Los Azufres empleando la metodología adecuada y técnicas apropiadas.

Este estudio abre nuevas perspectivas para los estudios de rocas alteradas por la circulación de fluidos calientes (menos de 400 °C) y por tanto tiene una aportación metodológica clave para estudiar áreas similares en el mundo.

El descubrimiento más espectacular que revela este estudio proviene de los flujos de lava fechados entre 1.22 y 1.14 Ma con direcciones claramente definidas como normales. Esto señala la existencia de una magnetización de polaridad normal en el Cron Inverso de Matuyama y probablemente corresponden al evento geomagnético Cobb Mountain, evento sólo encontrado en Mayacamas, en el área de California.

Referencias Bibliográficas

- ARCE, J. L.; MACÍAS, J. L.; RANGEL, E.; LAYER, P.; GARDUÑO M., V. H.; SAUCEDO, R.; GARCÍA, F.; CASTRO, R. Y PÉREZ E., H. Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico. 2012. Geological Society of America Field Guide 25, p. 45-82.
- AUMENTO, F. Y GUTIERREZ N., L. Geocronología de Los Azufres, Mich. 1980. Informe 3/80, CFE.
- BAKSI, A. K. Concordant seafloor spreading rates obtained from geochronology, astrochronology and space geodesy. 1994a. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 133-136.
- BAKSI, A.K.; HSU, V.; MCWILLIAMS, M.O. AND FARRAR, E. 40Ar/39Ar dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal. 1992. *Science*, 256, 356- 357.
- BAKSI, A. K.; HOFFMAN, K. A. AND MCWILLIAMS, M. Testing the accuracy of the geomagnetic polarity time scale (GPTS) at 2-5 Ma, utilizing 40Ar/39Ar incremental heating on whole-rock basalts. 1993. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118, 135-144.
- BASSANO V., F.J. Estudio Magnetoestratigráfico en la sección del río Urumaco, parte meridional de El Mamón, edo. Falcón. 2007. Universidad Simón Bolívar. Tesis de Licenciatura.
- BESSE, J. AND COURTILLOT, V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. 2002. *J. Geophys. Res.*, 107, B11, 1029/2000JB000050.
- BIRD, P. An updated digital model of plate boundaries. 2003. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- BOHNEL, H.; URRUTIA F., J. AND HERRERO B., E. Paleomagnetic data from central Mexico and their use for paleosecular variation studies. 1990. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64, 224-236.
- BUTLER, R.F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geological Terranes. 1992. Blackwell Scientific Publications, P.319
- BUTLER, R. Paleomagnetism: Magnetic domains to geological Terranes. 1998. Electronic Edition, Department of Geosciences University of Arizona, Tucson, pp. 237.
- CALVO R., M.; GOGUITCHAVILI, A.; BÓGALO, M. F.; VEGAS T., N.; CARRANCHO, A. Y SOLOGASHVILI, J. A paleomagnetic and paleointensity study on Pleistocene and Pliocene basaltic flows from the Djavakheti Highland (Southern Georgia, Caucasus). 2011. *Physics of the Earth and Planetary interiors* 187 (2011) 212-224.
- CAMACHO A., F. Y PALACIOS N., M. Geología de la Zona Geotérmica de Los Azufres, Mich. 1979. Informe 6/79, CFE.
- CANDE, S. C. AND KENT, D.V. Revised Calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. 1995. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- CERVANTES, M.A. "Inversión Geomagnética en Gilbert-gauss registrada en provincias volcánicas del Cáucaso del sur". 2008. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM. México, D.F. 85p.

- CONTE F., G.; URRUTIA F., J.; GOGUITCHAICHVILI A. AND MORALES C., J. Low-latitude paleosecular variation and the time-averaged field during the late Pliocene and Quaternary—Paleomagnetic study of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. 2006. *Earth Planets Space*, 58, 1359–1371.
- DAY, R.; FULLER, M.D. AND SCHMIDT, V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. 1977. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-266.
- DE LA CRUZ M., V.; AGUILAR S., J.; ORTEGA G., D. Y SANDOVAL S., J.M. Estudio Geológico-Estructural a detalle del Campo Geotérmico Los Azufres, Mich. 1982. Informe 9/82. CFE.
- DEMANT, A.; MAUVOIS, R. Y SILVA M., L. Estudio geológico de las hojas Morelia-Maravatío (escala 1:100,000) Estado de Michoacán. 1975. Instituto de Geología de la UNAM.
- DOBSON, P.F. Y MAHOOD, G.A. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal área, Mexico. 1985. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 273-287.
- DOBSON, P.F. Volcanic Stratigraphy and Geochemistry of the Los Azufres Geothermal Center, Mexico. 1984. Master of Science Thesis, Stanford University. 58p.
- EMILIA, D.A. AND HEINRICHS, D.F. Ocean floor spreading: Olduvai and Gilsa events in the Matuyama epoch. 1969. *Science*, 166, 1267-1270.
- ESCUTIA S., N. Estudio Paleomagnético de flujos de lava asociados al Complejo Volcánico de Colima. 2010. Tesis de Licenciatura, ITST.
- FERRARI, L. 2011. Tectónica y volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. 2011. Centro de Geociencias e Instituto de Geología de la UNAM.
- FERRARI, L.; GARDUÑO M., V.H.; PASQUARÉ, G. AND TIBALDI, A. Geological Evolution of the Los Azufres Caldera, Mexico, as Response to the Regional Tectonics, submitted to *Jour. 1991. Volc. Geoth Res.*
- FERRARI, L.; GARDUÑO, V.H.; PASQUARÉ, G.; TIBALDI, A. The Los Azufres caldera, Mexico: the results of multiple nested collapses. 1993. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56, 345-349 (Reply to a comment by Robin and Pradal).
- FISHER, R. Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society of London. 1953. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, p. 295-305.
- GARDUÑO M., V.H. Y MATIÑÓN, G. H. Análisis Estructural de la zona sur del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. 1984. Informe 24/84, CFE.
- GARDUÑO M., V.H. Estudio Geológico Regional para conocer las características de las rocas del basamento relativo del Campo Geotérmico de Los Azufres. 1987. Informe 20/87, CFE.
- GARDUÑO M., V.H. Análisis Estructural de la zona norte del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. 1985. Informe 19/85, CFE.
- HASENAKA, T. AND CARMICHAEL, I. The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico; their age, volume and distribution, and magma discharge rate. 1985. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25 105-124.

- HASENAKA, T. AND CARMICHAEL, I. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: petrology and chemistry. 1987. *Journal of Petrology*, 28, 241-269.
- HEITZLER, J.R.; DICKSON, G.; HERRON, E.; PITMAN, W.C. AND X. LE PICHON, X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. 1968. *J. Geophys. Res.*, 73, 2119-2143.
- HERRERO B., E.; URRUTIA F., J.; MARTIN D P., A.; BOHNEL, H.; AND GUERRERO, J. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low latitudes: A paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt 1986. *Geophys. Res., lett.*, 13, 1442-1445.
- HERRERO B., E.; BROWNE, J. E.; VALET, J.P.; SINGER, B.S. AND JICHA, B.R. Cryptochron C2r.2r-1 recorder 2.51 Ma in the Koolau Volcano at Halawa, Oahu, Hawaii, USA: Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence. 2007. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 256-271.
- HILGEN, F. J. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implications for the geomagnetic polarity time scale. 1991. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 226-244.
- HOLMES, D. Y HOLMES, A. *Geología Física*. Editorial Omega. 1987. Pág. 674-693
- <http://tlacael.igeofcu.unam.mx>
- INEGI, www.inegi.org.mx
- KIRSCHVINK, J. L. The least-square line and plane and analysis of paleomagnetic data. 1980. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- LÓPEZ H., A. Análisis Estructural del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. Interpretación de datos superficiales y de subsuelo. 1991. Informe 11/91, CFE.
- MACÍAS V., J. L.; ARCE S., J. L.; CASTRO, R.; GARCÍA, F. Y SAUCEDO, R. Estudio Vulcanológico y Estructural de la Secuencia Estratigráfica Mil Cumbres y la Zona Geotérmica de Los Azufres, Michoacán. 2009. UNAM.
- MACIEL P., R. Estudio paleomagnético Integral de los flujos de lava asociado al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. 2011. Tesis de Doctorado, UNAM.
- MANKINEN, E. A. Y DALRYMPLE, G. B. "Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 my". 1979. *B.P. J. Geophys. Res.*, 84(B2):615-626.
- MATUYAMA, M. On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. 1929. *Proceedings of the Japan Academy* 5: 203-205.
- MAZZARINI, F.; FERRARI, L. AND ISOLA, I. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. 2010. *Tectonophysics*, v. 486, p. 55-64.
- MCDUGALL, I. AND WATKINS, N.D. Age and duration of the Reunion geomagnetic polarity event. 1973. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 443-452.
- McELHINNY, M.W. AND McFADDEN, P.L. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. 2000. Academic Press, p. 26-34, 37.

- MEJIA, V.; BOHNEL, H.; ORTEGA R., M.A.; LEE, J.; AND ARANDA G., J. Paleosecular variation and time-averaged field recorded in Late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. 2005. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, doi : 10.1029/2004GC000871.
- MERCATON, P.L. Inversion de l'inclinaison magnétique terrestre aux ages géologiques. 1926. *Terr. Magn. Atmos. Elect.*, 31. 187-190.
- MERRIL, R. Y MCELHINNY, M. The Earth's Magnetic Field (International Geophysics Series). 1983. v. 32, cap. 2 y 3, Academic Press INC., London, p. 15-87.
- MORRIS A. A paleomagnetic and rock magnetic glossary. 2003. *Tectonophysics*, p. 377, 211-228.
- NIXON, G.T.; DEMANT, A.; ARMSTRONG, R.L. AND HARAKAL, J.F. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. 1987. *Geofísica Internacional* 26, pp. 109–158.
- NOMADE, S.; RENNE, P.R.; VOGEL, N.; DEINO, A.L.; SHARP, W.D.; BECKER, T.A.; JAOUNI, A.R. AND MUNDIL, R. Alder Creek sanidine (ACs-2): A Quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard tied to the Cobb Mountain geomagnetic event. 2005. *Chemical Geology* Volume 218, Issues 3-4, 25 May 2005, Pages 315-338
- PETRONILLE, M.; GOGUITCHAICHVILI, A.; HENRY, B.; ALVA V., L.; ROSAS E., J.; RODRÍGUEZ C., M. AND CALVO R., M. Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron. 2005. *J. of Geophys. Res.*, 110, b08101, doi:10.1029/2004jb003321.
- PRADAL, E. Y ROBIN, C. Découverte d' une caldera majeure associée au champ géothermique de Los Azufres (Mexique). 1985. *C.R. Acad.Sci.Paris*, 132 (Sér.II): 135-142.
- PRADAL, E. Y ROBIN, C. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. 1994. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 201-215.
- RAZO, M. A.; HUITRON, E. R.; MOORE, J. N.; TRIPP, A. C. Y LEMIEUX, M., M. Stratigraphy of the Los Azufres Geothermal Reservoir proceedings. 1989. *Symposium in The Field of Geothermal Energy Agreement Between U.S. Department of Energy and Comisión Federal de Electricidad de México*. p. 17-27.
- ROBIN, C. Le Complexe de Los Azufres (Mexique) mise en Evidence d'une Caldera Resurgente associée au champ géothermique. 1985. *Ann. Sc. Univ. Clermont II*.
- ROBIN, C. AND PRADAL, E. The Los Azufres Caldera, Mexico. Comment an the paper by L. Ferrari, V.H. Garduño, G. Pasquaré and A. Tibaldi, or: An Attempt to understand the Volcanic Structure. 1993. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56 339-344.
- RODRIGUEZ C., M.; GOGUITCHAICHVILI, A.; CALVO R., M.; MORALES C., J.; ALVA V., L.; ROSAS E., J.; URRUTIA F., J. AND GRANADOS, H.D. Paleomagnetism of Tequila Volcanic Field: Western Mexico. 2006. *Earth Planets Space*, 58, 10, 1349-1358.
- RUIZ M., V. C.; OSETE, M. L.; VEGAS, R.; NUNEZ A., J.I.; URRUTIA F., J. AND TARLING, D.H. Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. 2000. *Tectonophysics*, 318, 217–233.
- SAGNOTTI, L. AND MELONI, A. Elementi di Paleomagnetismo, cap. 1-7. 1993. *Istituto Nazionale di Geofisica, Roma*, p. 1-79.

- SHACKLETON, N. J.; BERGER, A. AND PELTIER, W. R. 1990. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. 1990. Trans. R. Soc. Edinb., 81, 251-261.
- SINGER, B. S. AND PRINGLE, M. S. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ increment-al heating analyses of lavas. 1996. Earth Planet. Sci. Lett., 139, 47-61.
- SINGER, B. S.; BROWN, L.L.; GUILLOU, H.; RABASSA, J. AND GUALTIERI, L. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and paleomagnetic data from Cerro Fraile, Argentina: Further constraints on timing of reversals during the Matuyama chron (abstract). 1999. Inter. Union Geodesy Geophys., XXII Assembly, Birmingham, Abstracts p. B327.
- STACEY, F.D. Y BANERJEE, S.K. The physical principle of rock magnetism. Developments in Solid Earth. 1974. Geophysics, 5, Elsevier Publ. Co.
- STEELE, K. W. Paleomagnetic constraint on the volcanic history of Iztaccihuatl. 1985. Geofísica Internacional, 24, 159-167.
- SUTER, M.; LÓPEZ M., M.; QUINTERO L., O. AND CARRILLO M., M. 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. 2001. Geological Society of America Bulletin, 113, 693-703.
- TARLING, D.H. Paleomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics, and Archaeology. 1983. Chapman and Hall, London and New York, 379 pp.
- TAUXE, L. Paleomagnetic Principles and Practice. 1998. Kluwer Academic Publishers, v. 17, p. 27-126.
- TAUXE, L. Lectures in Paleomagnetism. 2005. Essayo Press, 339p.
- URRUTIA F., J. Comments on A new method to determine paleosecular variation. 1997. Phys. Earth. Planet. Inter., 102, 295-300.
- URRUTIA F., J.; MORAN Z. J. Y CAMPOS E., O. Paleomagnetismo, Magnetoestratigrafía y Magnetismo de Rocas en el Campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán. 1985. Informe 5/85, CFE.
- VALENCIO, D.A.; LINARES, E. AND VILAS, J.F. On the age of the Matuyama-Gauss transition, Earth Planet. Sci. Lett., 4, 341-350.
- VALLENILLA, A.M. Análisis Paleomagnético y Datación de Lavas del Volcán Stromboli, para los últimos 10,000 años. 2005. Universidad Simón Bolívar, Tesis de Licenciatura.
- VIGGIANO G., J.C. Permeabilidad y porosidad en el Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich: Un punto de vista geológico. 1990. C.F.E. Geotermia, Morelia. Informe 1390-002.