



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLAS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE FLUJOS DE LAVA
ASOCIADOS AL CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN-
GUANAJUATO (EN EL ÁREA DE TACÁMBARO-PURUARÁN)
EMITIDAS DURANTE LOS CRONES BRUNHES Y MATUYAMA”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:

JOSÉ DANIEL SEBASTIÁN REYES

ASESOR:

Dra. MARTHA GABRIELA GOMEZ VASCONCELOS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA

COASESOR:

Dr. MIGUEL ANGEL CERVANTES SOLANO

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES

UNIDAD MORELIA

Dr. AVTO GOGICHAISVILI

INSTITUTO DE GEOFÍSICA CAMPUS MORELIA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO

MORELIA MICHOACÁN, JUNIO 2020



Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a Dios y a mi familia, especialmente a mis padres Celso y María Luisa quienes, con su amor, paciencia, apoyo incondicional y algunos otros regaños me han permitido cumplir otra de mis más grandes metas de la vida, les doy gracias de darme el ejemplo de trabajo duro y valentía que con ello me inculcaron a luchar por mis sueños.

Al Dr. Avto Gogichaisvilli por ser una persona admirable y de gran paciencia, así como tener ese gran don de enseñar sin regañar. Doy gracias por haberme apoyado y permitido trabajar con él durante esta segunda etapa académica.

Al Dr. Miguel Ángel Cervantes por enseñarme y guiarme en el trabajo en campo, así por su gran paciencia en los momentos oscuros de trabajo que me ayudó a seguir adelante.

A la Dra. Martha Gabriela por la orientación y atención a mis consultas durante el tiempo de mis estudios, así como el apoyo y la dedicación por la revisión tan cuidadosa que ha realizado sobre este texto y sus valiosas sugerencias.

Al Dr. Rubén Cejudo y al Dr. Rafael García por el gran apoyo que me dieron durante el transcurso de la maestría, por los consejos y la ayuda que sin pensarlo me ofrecieron.

A todos mis maestros, amigos y compañeros de la maestría por haberme apoyado, por sus buenos consejos cuando más los necesitaba.

A CONACYT por haber confiado en mí y por haberme otorgado la beca que con ella fue posible cumplir esta meta.

Y finalmente agradezco al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra por darme la oportunidad de seguir superándome y por las enseñanzas aprendidas de cada uno de los maestros que sin ellos sería difícil este camino.

Este trabajo fue apoyado por los proyectos CONACYT n°. 252149 y UNAM-PAPIIT n°. IN101920.

Dedico este trabajo a mis padres y hermanos, especialmente a la memoria de mi hermano Jeovani quien se adelantó de esta vida tan hermosa sin antes no haber enfrentado las grandes batallas y que fue el gran motivo para seguir estudiando.

Índice General

Agradecimientos	I
Resumen	4
Abstract.....	6
Lista de figuras.....	1
Lista de tablas	3
Capítulo I. Introducción	7
1.1 Justificación	8
1.2 Planteamiento del problema.....	9
1.3 Hipótesis	11
1.4 Objetivo general	12
1.4.1 Objetivos particulares	12
Capítulo II. Marco teórico.....	13
2.1 El campo magnético de la Tierra (CMT)	13
2.2 Hipótesis del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD).....	14
2.3 Elementos del Campo Magnético Terrestre.....	14
2.4 Variaciones del campo magnético terrestre	16
2.4.1 Variación secular	16
2.4.2 Excursiones geomagnéticas.....	17
2.4.3 Inversiones geomagnéticas	17
2.5 El Campo Magnético Terrestre y su relación con las ecuaciones de Maxwell	18
2.5.1 El campo magnético es solenoidal	18
2.5.2 Inducción electromagnética	19
2.5.3 Corriente de desplazamiento	19
2.6 Análisis de los armónicos esféricos	20
2.7 Principios del Paleomagnetismo	23
2.8 Magnetismo de rocas	25
2.9 Propiedades Magnéticas	25
2.10 Minerales magnéticos.....	27
2.11 Tipos de magnetización	28
2.11.1 Tipos de magnetización remanente	29
2.12 Susceptibilidad Magnética	30

2.13 Dominios Magnéticos	30
2.14 Ciclo de Histéresis	31
2.15 Representación de datos	32
2.16 Análisis de componentes principales	33
2.17 Métodos estadísticos en paleomagnetismo	34
2.18 Estimación de la dispersión.....	36
2.19 Polos paleomagnéticos	36
2.20 Paleodirecciones esperadas para un sitio dado	39
Capítulo III. Caracterización del área de estudio	41
3.1 Contexto geológico regional.....	41
3.1.1 Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.....	41
3.2 Contexto geológico local.....	44
3.2.1 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	44
3.2.2 Área de Tacámbaro-Puruarán.....	45
Capitulo IV. Antecedentes	47
Capítulo V. Metodología.....	49
5.1 Trabajo en campo y sitio de muestreo.....	49
5.1.1 Método de muestreo.....	50
5.2 Trabajo en laboratorio	51
5.2.1 Preparación de las muestras	51
5.2.2 Medición de la magnetización remanente natural	52
5.2.3 Desmagnetización mediante campos alternos	53
5.2.4 Medición de la susceptibilidad (Curvas k-T)	54
Capítulo VI. Resultados	56
6.1 Propiedades magnéticas de las rocas (curvas K-T)	56
6.2 Propiedades de remanencia.....	57
6.3 Determinación de paleodirecciones.....	57
Capítulo VII. Discusión.....	61
7.1 NRM y Tratamientos magnéticos.....	61
7.2 Polos geomagnéticos virtuales	62
7.3 Correlación estratigráfica.....	62
Capítulo VIII. Conclusiones	65
Bibliografía.....	67

Lista de figuras

Figura 2.1. Elementos del campo magnético. D es la declinación magnética, I es la inclinación magnética, H es la componente horizontal y F es la intensidad del campo (Butler, 1998).....	15
Figura 2.2 Registro de la variación secular (Tomado de Butler, 1998).....	16
Figura 2.3. Coordenadas centradas en el centro de la Tierra. Coordenadas esféricas donde el punto P está en la superficie de la Tierra, r es la distancia desde el centro de la Tierra, θ colatitud y φ la longitud (Modificado de Lanza y Meloni, 2006).....	21
Figura 2.4. Armónicos esféricos de grado 7 y orden cero, 7 y 4 para el campo magnético potencial (modificado de Merrill <i>et al.</i> , 1998).	23
Figura 2.5. Modelo del dipolo geomagnético axial central (modificado de Butler, 2010).	24
Figura 2.6. Magnetización adquirida al inducir un campo magnético (modificado de Butler, 1992).....	26
Figura 2.7. Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio, modificado de McElhinny y McFadden (1999).....	27
Figura 2.8. Diagrama de la pared de Bloch, zona de transición tomado de Tarling, (2012).	31
Figura 2.9. Curva de Histéresis (modificado de Butler, 1992).	32
Figura 2.10. Diagrama de Zijderveld (modificado de Butler, 1998).	33
Figura 2.11. Esquema del polo geomagnético a partir de una dirección dada del campo magnético modificado de Merril <i>et al.</i> , (1998).....	37
Figura 2.12. geometría utilizada para la determinación del campo magnético esperado a partir de un polo magnético (Tomado de Butler, 1998).	39
Figura 3.1. División de los tres sectores del CVTM, Tomado de Gómez-Tuena <i>et al.</i> (2005).	42
Figura 3.2. Mapa geológico del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) basado en la recopilación de Ferrari <i>et al.</i> (2005a) y tomado de Gómez-Tuena <i>et al.</i> (2005).	43
Figura 3.3. Localización del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) y del área de estudio dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). T-P, Tacámbaro-Puruarán.	44
Figura 3.4. Mapa de la localización de los sitios de muestreo en el área de Tacámbaro-Puruarán. El punto negro indica los sitios donde se recolectaron las muestras, se indica la clave de cada sitio en letras mayúsculas.....	45
Figura 3.5. Mapa geológico donde se observan los sitios de muestreo con triángulos verdes y letras rojas (Redibujado de Guilbaud <i>et al.</i> , 2012)	46
Figura 5.1. a) Afloramiento in situ. b) Extracción de núcleos paleomagnéticos utilizando la perforadora de gasolina.....	50

Figura 5.2. a) Orientación del núcleo. b) Marcación del núcleo. c) Extracción. d) Núcleos paleomagnéticos.	51
Figura 5.3. a) Cortadora de roca. b) Especímenes obtenidos y marcados.	52
Figura 5.4. Magnetómetro de giro AGICO JR-5.	52
Figura 5.5. Desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5.	53
Figura 5.6. Pulverización de la muestra. Los pequeños trozos de la muestra se pulverizaron con un mortero y finalmente se tamizaron para la obtención de un tamaño uniforme.	54
Figura 5.7. Susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 utilizado para la obtención de curvas termomagnéticas k-T.	55
Figura 6.1. Curvas de susceptibilidad vs temperatura, las curvas de color rojo y azul indican el comportamiento durante el calentamiento y enfriamiento respectivamente, y la susceptibilidad se muestra en porcentaje sobre el valor máximo.	56
Figura 6.2. Diagramas ortogonales de desmagnetización mediante campos alternos. Los números se refieren al valor pico del campo aplicado en cada paso de la desmagnetización medida en mT.	58
Figura 6.3. Direcciones paleomagnéticas promedio de cada flujo y su respectivo círculo de 95% de confianza. Los círculos de color negro y blanco indican la polaridad normal e inversa, respectivamente.	60
Figura 6.4. Proyecciones de igual área de las paleodirecciones de los flujos de polaridad normal y el promedio. Los círculos de color negro indican la polaridad normal y el círculo de color rosa indica el promedio.	60
Figura 6.5. Posición del polo geomagnético virtual (PGV). En color azul se muestra el promedio obtenido en este estudio, el color verde indica el promedio de Torsvik <i>et al.</i> , (2012) y el de color rojo es el promedio de Besse y Courtillot (2002).	62
Figura 6.7. Correlación de la escala de polaridad. 1 referencia de Laj y Channell, (2007). 2 referencia de Langereis <i>et al.</i> , (1997). 3 referencia de Cand y Kent, (1995).	63

Lista de tablas

Tabla 5.1. Sitios de muestreo con sus respectivas edades radiométricas disponibles en Guilbaud <i>et al.</i> (2012).	49
Tabla 6.1. Direcciones promedio de la remanencia característica de cada sitio. Lat. y Long. Son la latitud y longitud geográfica respectivamente. Dec, Declinación; Inc, Inclinación; k y a95, parámetros de precisión y radio del cono de 95% confianza de estadística de Fisher. N, número de muestras tratadas; n, número de especímenes utilizados en el cálculo; VGP Lat. y VGP Long. Latitud y longitud del polo geomagnético virtual asociado a cada sitio.	59

Resumen

En el presente trabajo se reportan los resultados de un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas realizado en 95 muestras con edades radiométricas entre los 0.98 a 0.34 Ma provenientes de 11 flujos de lava individuales localizados en la región de Tacámbaro-Puruarán, perteneciente al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Luego de realizar experimentos de magnetismo en rocas, los resultados muestran que en la mayoría de las muestras estudiadas el principal mineral magnético es la titanomagnetita con bajo contenido en titanio y con temperaturas de Curie cercanas a los 570°C.

Después de la realización de tratamientos magnéticos, fue posible aislar las paleodirecciones características (ChRM) de las muestras en nueve de los once sitios estudiados, seis tienen polaridad normal, dos tienen polaridad intermedia y un caso corresponde al cron de polaridad inversa. El promedio paleomagnético correspondiente a los sitios de polaridad bien definida es $D = 348.8^\circ$, $I = 31.6^\circ$, $\alpha_{95} = 12.5^\circ$, la cual corresponde a un polo geomagnético de $VGP_{lat} = 79.1^\circ N$, $VGP_{long} = 160.2^\circ E$, $A_{95} = 11.2^\circ$. Esta posición de polo se ajusta bien a la posición esperada según las distintas curvas sintéticas de deriva polar aparente para la misma edad y región. La calidad de los resultados y la posición del polo indican que las rocas estudiadas registraron el comportamiento real del campo geomagnético y no se han presentado alteraciones tectónicas regionales significativas desde el emplazamiento de los flujos de lava.

Con base en las edades radiométricas de los sitios estudiados, fue posible establecer una secuencia preliminar de polaridades geomagnéticas, la cual se ajusta, dentro de sus incertidumbres, con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia. Uno de los sitios con edad de 0.53 Ma produjo una dirección de polaridad intermedia, la cual se puede interpretar como un registro de la excursión geomagnética conocida como *Calabrian Ridge* (CR2), fechado entre 0.515 y 0.525 Ma. En otro sitio, con una edad de 0.96 Ma también se encontró una evidencia de campo transicional, lo cual puede asociar con el evento geomagnético conocido como Jaramillo o podría ser incluso un registro de la transición del evento Intra-Jaramillo hacia el Subcron de polaridad normal.

Los hallazgos obtenidos representan una contribución al conocimiento del comportamiento del campo Geomagnético en el último millón de años.

Palabras clave: Paleomagnetismo, magnetización, susceptibilidad, paleodirecciones, cron.

Abstract

A detailed paleomagnetic and rock-magnetic survey were carried out on 95 samples with radiometric ages between 980 and 340 ka belonging to 11 individual lava flows located in the Tacámbaro-Puruarán área (Michoacán-Guanaguato Volcanic Field). Magnetic mineralogy experiments show that Low-Titanomagnetites are the principal remanence carriers with Curie temperature around 570°C.

Magnetic treatments permitted to isolate the primary, characteristic (ChRM) paleodirections for nine out of eleven analyzed sites. Six lava flows yielded normal polarity, two intermediate polarity, while a single site corresponds to the reverse polarity magnetization. The site-mean paleomagnetic directions are defined as $D = 348.8^\circ$, $I = 31.6^\circ$, $\alpha_{95} = 12.5^\circ$, which corresponds to a geomagnetic pole of $VGP_{lat} = 79.1^\circ N$, $VGP_{long} = 160.2^\circ E$, $A_{95} = 11.2^\circ$. These directions agree reasonably well with expected paleo-directions, according to the different synthetic polar drift curves for the same age and region. The quality of the results and the position of the poles indicate that the studied rocks recorded the real behavior of the geomagnetic field and not significant tectonic deformations have occurred since the lava emplacements.

Based on the radiometric ages of the sites and magnetic polarities obtained under this study, a magnetostratigraphic correlation was achieved. One of the sites with an age of 0.53 Ma produced an intermediate polarity direction, which can be interpreted as a geomagnetic excursion known as Calabrian Ridge (CR2) dated between 515 and 525 ka. Another site dated at about 0.96 Ma also provided evidence for transition field which may be tentatively attributed to the Jaramillo geomagnetic subchron. These new findings represent an important contribution to the knowledge of the behavior of the Geomagnetic field during the last million years.

Capítulo I. Introducción

El planeta Tierra, al igual que otros planetas, tiene una característica muy peculiar, que es la existencia de un campo magnético con una intensidad muy variable. El campo magnético terrestre (CMT) es generado en el núcleo externo líquido de la Tierra, que está compuesto principalmente de hierro y níquel, dos elementos ferromagnéticos altamente magnéticos. Aquí existen corrientes convectivas producto del gradiente térmico, las cuales producen corrientes eléctricas que dan lugar al campo magnético (Tauxe, 2010). El CMT tiene diferentes características, una de ellas y quizá la más significativa es que el CMT experimenta continuos cambios (fluctuaciones, variación secular, cambio de polaridades) en intervalos de tiempo irregulares, que van desde algunas decenas de miles de años a varios millones de años (e.g., Merrill y McFadden, 1999). Además de las variaciones, se han observado alejamientos muy amplios en la dirección del CMT en una sola localidad (e.g., Butler, 1998). Otra de las características del CMT son las excursiones geomagnéticas que son desviaciones del polo geomagnético virtual aproximadamente 40 a 45° del polo geográfico (Merrill y McFadden, 1994), estas ocurren en intervalos de tiempo de unos pocos miles de años (Roberts, 2008). Existen registros de varias excursiones geomagnéticas de corta duración durante los periodos más largos de polaridad magnética estable, conocidos como crones de Brunhes y Matuyama, respectivamente (e.g., Singer *et al.*, 1999; Laj y Chanell, 2007). Laj y Chanell (2007) consideran que en el cron Brunhes sólo existen siete excursiones bien definidas. Singer *et al.* (2002) propusieron una escala de tiempo geomagnética (GITS) para Brunhes y finales de Matuyama.

La característica principal del CMT es la variación secular (VS), que se define como el cambio de la dirección, es decir, en la declinación e inclinación y la magnitud que se da en intervalos de tiempo entre 1 y 10^5 A (Butler, 1998). Los cambios que se observan en un mismo continente tienen una característica similar, mientras que los patrones de distintos continentes son muy diferentes (e.g., Malin y Bullard, 1981; Lanza y Tema, 2005). La variación del CMT se puede asociar a movimientos magneto-hidrodinámicos generados en el núcleo externo líquido. El estudio de las variaciones nos ayuda a comprender el comportamiento

del campo magnético y más aún, podemos comprender con mayor detalle la dinámica del interior de la Tierra como la interacción que existe en el núcleo interno y el manto, así como las repercusiones de las interacciones tectónicas y geológicas (Tauxe, 2010).

Para comprender la variación secular es necesario analizar la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGP'S) con respecto de lo que se espera según los modelos teóricos. Existen diversos modelos para el estudio de la variación secular (e.g., McFadden *et al.*, 1988; Constable y Parker, 1988; Tauxe y Kent, 2004), en los cuales se modelan los componentes dipolares del campo.

El conocimiento que tenemos del campo magnético terrestre es gracias a estudios realizados sobre datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos, los cuales nos dan información sobre su dirección, así como de su intensidad. Con estos datos podemos realizar comparaciones del campo en momentos donde el campo parece cambiar su polaridad (transiciones) con las características en los momentos de polaridad estable y así encontrar diferencias que presenta el campo en estos dos estados y poder entender cuáles son los procesos que llevan de un estado a otro.

En este trabajo se realizó un estudio de las variaciones del campo magnético registradas en rocas volcánicas provenientes del área Tacámbaro-Puruarán, perteneciente al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), México. Los resultados obtenidos han permitido aportar nuevos datos paleomagnéticos confiables para el último millón de años.

1.1 Justificación

Estudios paleomagnéticos realizados en rocas volcánicas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) demuestran que se han registrado diversos eventos de polaridad geomagnética, particularmente en el último millón de años (e.g., Maciel *et al.*, 2009; Maciel *et al.*, 2011; Maciel *et al.*, 2014; García-Ruiz *et al.*, 2017).

En la presente investigación se pretende encontrar la existencia de las excursiones geomagnéticas dentro de los cronos Brunhes y Matuyama. La existencia de dataciones radiométricas de la región de Tacámbaro-Puruarán,

publicadas por Guilbaud *et al.* (2012), representan una excelente oportunidad para realizar un estudio paleomagnético detallado en esta región con la finalidad de contribuir con nuevos datos paleomagnéticos de alta calidad para el estudio de la variación paleosecular y mejorar la resolución de la escala magnetoestratigráfica.

1.2 Planteamiento del problema

La Tierra es un cuerpo celeste dinámico que posee un campo magnético. Este campo ha sufrido diferentes cambios con el tiempo, que pueden ser la variación secular, excursiones geomagnéticas y la inversión de polaridad. Gracias al paleomagnetismo podemos estudiar los cambios que ha sufrido el campo geomagnético en tiempos geológicos a través de las rocas que guardan la información de la magnetización remanente natural, la cual es inducida al momento de su formación.

El campo magnético terrestre es un fenómeno natural producido en gran medida en el núcleo externo de la Tierra, se puede caracterizar por las líneas de fuerzas magnéticas que salen del polo sur geográfico e ingresan al polo norte geográfico y rodean la superficie terrestre.

El campo magnético terrestre se puede aproximar en la superficie de la Tierra en un 90%, por el que produce un dipolo situado en su centro, inclinado 11.5° con respecto a la dirección del eje de rotación (aunque en el interior, por ejemplo, en la superficie del núcleo interno, las características no dipolares se manifiestan en mayor proporción que sobre la superficie terrestre). En la actualidad se conoce su morfología gracias a las observaciones terrestres o de satélites. Este conocimiento ha permitido elaborar cartas magnéticas que reflejan los valores que toman sus componentes (declinación, inclinación e intensidad) en diferentes lugares de la Tierra.

El CMT no permanece constante con el tiempo, sus variaciones temporales abarcan un rango muy amplio de periodos, aunque en la presente investigación solamente se refieren aquellos cambios cuyo origen radica en el interior de la Tierra, el denominado campo magnético interno. Este se caracteriza por una variación interrumpida de su dirección e intensidad.

Se pueden distinguir diferentes tipos de variaciones del campo magnético interno, según la magnitud, duración y carácter regional o global de las mismas. La variación de efectos más pronunciados es el cambio de polaridad del CMT, que constituye una de sus características más notables. Dentro de estos cambios de polaridad suceden episodios de larga duración (del orden de 10^5 , 10^6 e incluso 10^7 años) en los que la polaridad del campo es predominantemente normal o inversa. Estos se denominan crones o épocas magnéticas, y dentro de ellos existen episodios más cortos de polaridad opuesta, cuya duración es de 10^4 a 10^5 años, y que reciben el nombre de subcrones o eventos (Cox *et al.*, 1964). El último cambio de polaridad correspondiente a un episodio de larga duración se produjo hace 780.000 años (Gradstein *et al.*, 2004). A una escala menor, con periodos de orden de 10^2 a 10^4 años, el CMT experimenta una variación de su dirección e intensidad de naturaleza más continua que los cambios de polaridad, denominada variación secular. Esta se manifiesta tanto en la fracción dipolar como en la no dipolar del CMT.

Los indicios geofísicos han permitido desarrollar teorías más realistas sobre el origen del CMT, generado en el núcleo terrestre externo de naturaleza fluida y de alta densidad, compuesto casi en su totalidad de hierro. La formulación matemática de los procesos del dínamo es un tema de gran complejidad, ya que involucra la resolución de un sistema altamente complicado de ecuaciones diferenciales parciales acopladas, electromagnéticas, hidromagnéticas y termodinámicas. Existen dos modelos de dínamo tridimensionales que cuentan con amplia aceptación (Glatzmaier y Roberts, 1995; Kuang y Bloxham, 1997). Ambos predicen un campo muy similar en la superficie de la Tierra, pero presentan diferencias sustanciales en relación con el campo que se observaría en el interior de núcleo, aunque parece ser un hecho que ambos modelos incluyen entre sus premisas incertidumbres significativas y ciertas suposiciones poco realistas sobre los parámetros incluidos en ellos (Merril y McFadden, 1999). A pesar de esto, y sin contar con una solución definitiva al problema, se pueden extraer conclusiones importantes de la Teoría del Dínamo relacionadas con las transiciones de polaridad.

Por este motivo, los datos e información disponibles de las variaciones del CMT son de especial utilidad en el área del geomagnetismo, ya que pueden aportar

información de gran importancia sobre la evolución del núcleo terrestre y del límite núcleo-manto. Sin embargo, para una descripción fidedigna de las variaciones temporales del campo magnético terrestre, es indispensable un conocimiento detallado de sus características, incluyéndose entre éstas no solamente sus variaciones en función del tiempo, sino también aquellas relacionadas con la localización geográfica de las unidades estudiadas.

Actualmente existen diversos estudios que reportan edades radiométricas de alta calidad técnica para el CVTM (Guilbaud *et al.*, 2012; Ownby *et al.*, 2007; Lewis Kenedi *et al.*, 2005; Frey *et al.*, 2004; Carmichael *et al.*, 2006; entre otros) entre ellas, edades del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. La disponibilidad de estas edades, además de nueva información sobre los contextos vulcanológicos, geológicos, evolución tectónica de esta área y trabajos recientes de arrojan nuevos hallazgos paleomagnéticos (Michalk *et al.*, 2013; García-Ruiz *et al.*, 2017), permite reinterpretar los resultados previamente reportados, así como examinar la calidad de sus determinaciones, lo que sugiere de nueva cuenta la necesidad de una nueva generación de datos paleomagnéticos de mayor calidad.

1.3 Hipótesis

El comportamiento del campo geomagnético es inestable a lo largo tiempos geológicos y el registro más confiable es la que proviene de rocas volcánicas ya que tienen la capacidad de registrar el CMT adquirida durante la formación de la roca.

Los flujos de lava en el área de Tacámbaro-Puruarán han registrado las variaciones del campo geomagnético y de acuerdo a la edad de los flujos se espera obtener polaridades normales e invertidas. Utilizando el registro magnético de las rocas volcánicas es posible examinar el comportamiento del campo geomagnético durante el último Ma.

1.4 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es el de obtener nuevos datos paleomagnéticos confiables para estudiar las variaciones del campo magnético de la Tierra durante el último millón de años registradas en las rocas volcánicas del área de Tacámbaro-Puruarán, ubicada en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, y examinar sus repercusiones geomagnéticas.

1.4.1 Objetivos particulares

- Obtener nuevos datos paleomagnéticos de alta calidad para el último Ma provenientes de las rocas volcánicas de la región de Tacámbaro-Puruarán.
- Examinar el comportamiento del CMT para el último Ma y los Polos Geomagnéticos Virtuales (VGP'S) correspondientes de las unidades estudiadas y realizar una comparación con las observadas en los datos disponibles del CVTM y el CVMG.
- Establecer una correlación con la escala de polaridades Geomagnéticas de referencia para el último millón de años a partir de las edades radiométricas de los sitios de estudio.
- Examinar la posible evidencia del registro evento de polaridad geomagnética denominada Intra-Jaramillo alrededor de los 900 ka.

Capítulo II. Marco teórico

2.1 El campo magnético de la Tierra (CMT)

La Tierra es un planeta dinámico que se encuentra en constante movimiento, tanto de rotación como de traslación; esos movimientos son una de las causas que generan el campo magnético terrestre, el cual nos permite orientarnos sobre la superficie de la Tierra, así como también nos protege de la radiación.

El campo magnético en cualquier punto de la superficie de la Tierra es la combinación de un campo de origen interno y externo. El campo magnético de origen interno es el más intenso e importante, ya que contribuye con más del 90% al campo total (Lanza y Meloni, 2006). Este es generado por las corrientes de convección en el núcleo externo líquido de la Tierra, el cual está compuesto principalmente de hierro y níquel. Las corrientes convectivas son consecuencia del gradiente térmico que producen las corrientes eléctricas, las cuales van asociadas a campos magnéticos (Tauxe, 1998). El proceso que se le atribuye a su origen interno se le conoce como efecto dínamo. Un proceso que se ve con el movimiento de los fluidos buenos conductores en presencia de los campos eléctricos y magnéticos. La idea central de este proceso es la inducción electromagnética, donde los campos magnéticos inducen corrientes eléctricas en un fluido (Tauxe, 2006).

En cambio, el campo magnético de origen externo está formado por la ionosfera y la magnetosfera, esto debido principalmente a la actividad solar, pero es más inestable que en la Tierra.

En el siglo XIX, H. Oersted encontró que las corrientes eléctricas generan campos magnéticos, mientras que M. Faraday descubrió que los campos magnéticos variables inducen corrientes eléctricas en espacios conductores (Inducción de Faraday). Lamor en 1919 postuló la existencia de un dínamo autoinducido en el núcleo exterior de la Tierra, que origina el CMT. El origen del CMT es y seguirá siendo un misterio mientras las evidencias experimentales no permitan definir un modelo único para explicarlo.

2.2 Hipótesis del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD)

Una de las primeras aproximaciones del campo magnético de la Tierra es el generado por un sólo dipolo magnético en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación de la Tierra, es decir, que todos los términos del desarrollo en armónicos esféricos del campo serían nulos, excepto el correspondiente al primer coeficiente de Gauss, g_1^0 (Tauxe, 2010). El modelo del Dipolo Geocéntrico Axial (GAD) se puede relacionar con la inclinación I del campo, con la latitud geográfica λ , que puede ser determinada de la siguiente manera:

$$\tan(I) = 2 \tan(\lambda) \quad (2.1)$$

Donde la I aumenta de -90° hacia al polo sur geográfico a $+90^\circ$ hacia el polo norte geográfico, produciendo contornos paralelos a las líneas de latitud. A esta ecuación se le conoce como la “ecuación del dipolo”, en la cual para este modelo la declinación siempre es igual a 0° en todos lados (Butler, 1998). La ecuación del dipolo es un resultado fundamental que permite calcular paleolatitudes a partir de las direcciones de la inclinación paleomagnética de las rocas, además nos permite comprender muchas aplicaciones paleogeográficas, el movimiento de tectónica de placas, la deriva continental, entre otras.

2.3 Elementos del Campo Magnético Terrestre

El campo magnético terrestre en cualquier punto de su superficie es un vector F , en el cual su dirección se puede definir en términos de los ángulos de declinación e inclinación magnética, como se muestra en la figura 2.1.

El vector del campo magnético se puede descomponer en tres componentes diferentes, considerando el punto de medición como el origen de un sistema cartesiano, el eje X en el meridiano geográfico dirigido hacia el norte, el eje Y en el paralelo geográfico dirigido hacia el este y el eje Z paralelo a la vertical en el punto y con sentido positivo hacia abajo (Butler, 1998) (figura 2.1).

La componente vertical Z de la superficie del campo geomagnético F se define positiva hacia abajo y viene dada de la siguiente manera:

$$Z = F \sin(I) \quad (2.2)$$

Donde F es la magnitud del vector e I es la inclinación del vector F desde la horizontal, está varia de $-90^\circ \leq I \leq 90^\circ$. La componente horizontal H viene dada:

$$H = F \cos(I) \quad (2.3)$$

Y los componentes geográficos norte y este están dados respectivamente:

$$X = F \cos(I) \cos(D) \quad (2.4)$$

$$Y = F \cos(I) \sin(D) \quad (2.5)$$

Donde D es la declinación, el ángulo del norte geográfico al componente horizontal, que varía de 0° a 360° , positivo en el sentido de las agujas del reloj. La determinación de I y D describe completamente la dirección del campo geomagnético. Si se conocen los componentes, la intensidad viene dada por:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (2.6)$$

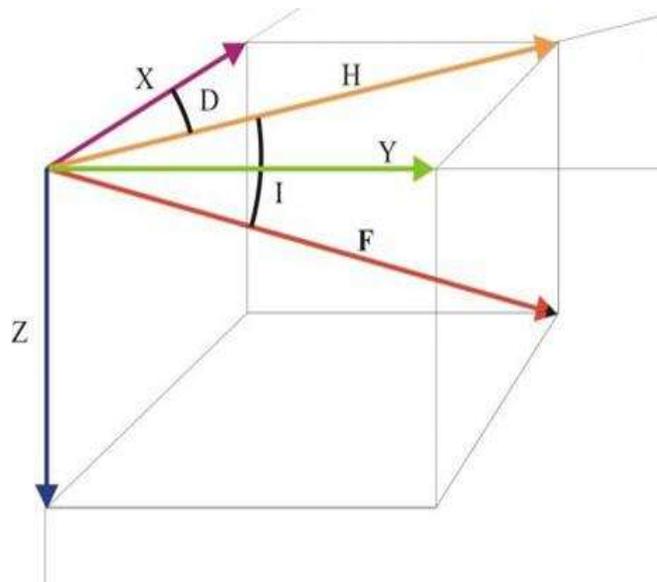


Figura 2.1. Elementos del campo magnético. D es la declinación magnética, I es la inclinación magnética, H es la componente horizontal y F es la intensidad del campo (Butler, 1998).

2.4 Variaciones del campo magnético terrestre

2.4.1 Variación secular

El campo geomagnético sufre variaciones con el tiempo, se han observado cambios tanto en la dirección como en la magnitud, los cambios en el tiempo con periodos cortos comprendidos entre 1 y 10^5 años observados en un lugar determinado se denominan variaciones seculares (Butler, 1998). Durante estas variaciones se presentan cambios en la declinación magnética, así como en la inclinación y en la intensidad, que probablemente se debe al cambiante patrón de flujo en el núcleo. La figura 2.2 muestra registros de la dirección del campo geomagnético en Londres.

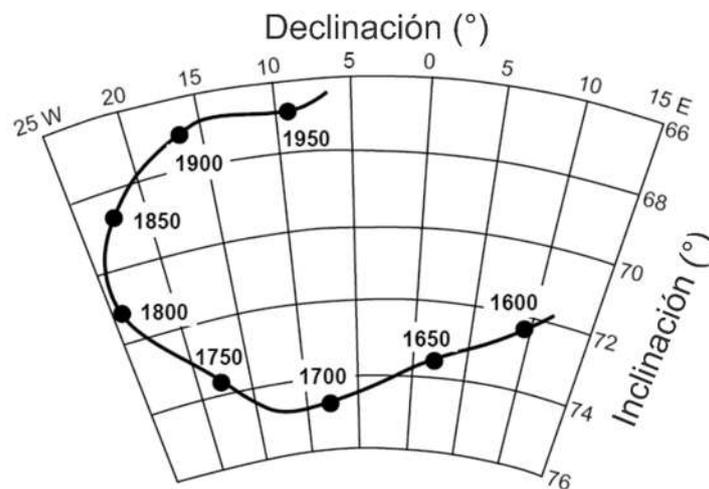


Figura 2.2 Registro de la variación secular (Tomado de Butler, 1998)

Los patrones de la variación secular son similares en las regiones del mismo continente; sin embargo, la variación secular de un continente a otro es muy diferente.

El origen de la variación secular está relacionado con los procesos en la dinámica del núcleo de la Tierra, que se puede dividir en dos contribuciones con periodicidades de tiempos distintos. La primera con periodos largos y escalas de tiempo de cientos a miles de años, que se relaciona con la variación principal del campo dipolar. La segunda sucede en lapsos de tiempo más cortos, de orden de

decenas de años que se relaciona con variaciones del campo no dipolar (Lanza y Meloni, 2006).

2.4.2 Excursiones geomagnéticas

Las excursiones geomagnéticas son episodios de corta duración que se dan cuando el campo magnético de la Tierra parece cambiar a un estado de polaridad intermedia, además están asociadas a disminuciones en la intensidad. Estas ocurren en escalas de tiempo de unos pocos miles de años y es una de las características del comportamiento del campo magnético. Una excursión generalmente se define como un alejamiento del polo geomagnético virtual en más de 45° desde el polo geográfico (Merril y Mcfadden, 1994). Las excursiones magnéticas están registradas en secuencias de lavas o en sedimentos que no muestran una disminución en la intensidad relativa en el momento de grandes cambios en la dirección (Gubbins, 1999). Existen registros de paleointensidad geomagnética que indican que el campo con frecuencia decae a intensidades bajas, lo que implica que el campo invierte su polaridad y sufre una excursión direccional (Roberts, 2008). La duración de las excursiones es poco conocida y bastante variable que puede ir desde 300 años (Thouveny y Creer, 1992), hasta 2 ka (Laj *et al.*, 2000; 2006), y en ocasiones con duraciones de 8 a 10 ka (Channell 1999; 2006). En general las excursiones son características regionales más que globales.

2.4.3 Inversiones geomagnéticas

Una de las principales características del campo magnético de la Tierra son las inversiones; estos eventos son los más estudiados en el paleomagnetismo y gracias a los estudios sabemos que el campo se ha invertido varias veces durante la historia de la Tierra. Estudios realizados en rocas volcánicas por Valet *et al.* (2012), han puesto de manifiesto que las inversiones geomagnéticas tienen características dinámicas en común. Estos autores sostienen que existe un precursor de estas inversiones, es decir, un intervalo previo de inversión fallida que se desarrolla unos cuantos miles de años antes de la inversión definitiva. La Vía Láctea tiene un campo magnético 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 auto generación. En el caso de la Tierra, el campo magnético se origina en el núcleo y las variaciones principales son de carácter interno, es decir, al hablar de las inversiones (o excursiones), nos referimos a las fuentes de origen interno únicamente.

La inversión del campo magnético de la Tierra se define como un cambio de 180° en la dirección del campo dipolar, globalmente observado y promediado en unos cuantos miles de años.

2.5 El Campo Magnético Terrestre y su relación con las ecuaciones de Maxwell

Para comprender que nuestro planeta Tierra está rodeado por un campo magnético, que es aproximadamente similar al generado por un dipolo colocado dentro de la Tierra, es necesario entender las leyes que rigen el magnetismo, explicado mediante las ecuaciones de Maxwell.

2.5.1 El campo magnético es solenoidal

Sabemos que las líneas del campo magnético empiezan y terminan en el dipolo magnético. Las cargas magnéticas o “monopolos” no existen. De ahí que todas las líneas del campo dejan una superficie que encierra al dipolo, es decir reingresan a la misma superficie, entonces no hay un flujo magnético, (en ausencia de corrientes y fuera de la fuente del campo magnético), de aquí podemos decir que el flujo magnético a través de una superficie cerrada es siempre igual a cero: esta es el teorema de Gauss para magnetismo que se expresa de la siguiente forma:

$$\oint B \cdot dA = 0 \quad (2.7)$$

Podemos obtener la primera ecuación de Maxwell a partir de la ecuación anterior (teorema de Gauss) para el campo magnético. Dado que no existen “cargas magnéticas”, las líneas del campo magnético no pueden comenzar ni acabar en ningún punto determinado, por tanto, la primera ley de Maxwell nos dice:

Que la divergencia de un campo magnético B debe ser cero en cualquier punto.

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (2.8)$$

La ecuación 2.8 expresa como es la divergencia de los campos eléctricos y magnéticos. Su significado físico es el siguiente: para el campo magnético, dado que no existen cargas magnéticas, las líneas del campo no pueden comenzar ni acabar en ningún lugar, se trata de líneas cerradas (Maxwell, 1881).

2.5.2 Inducción electromagnética

Para deducir la siguiente ecuación usaremos el teorema de Stokes, la cual enuncia que la integral de superficie rotacional de un campo vectorial a lo largo de una superficie S no cerrada es igual a la circulación del mismo campo a lo largo del recorrido cerrado C que delimita esta superficie. Este enunciado se formula en términos matemáticos de la siguiente manera:

$$\int (\nabla \times E) ds = \oint E \cdot ds \quad (2.9)$$

La segunda ley de Maxwell nos dice:

Que el rotacional del campo eléctrico E en un punto cualquiera es igual al ritmo de la variación (la derivada respecto al tiempo) del campo magnético B en aquel mismo punto, cambia de signo:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2.10)$$

El rotacional del campo indica hacia dónde y cómo gira el campo magnético. Un campo magnético variable en el tiempo produce un campo eléctrico incluso en ausencia de cargas, y el campo eléctrico producido es perpendicular a la variación del campo magnético (Wangsnees, 1983).

2.5.3 Corriente de desplazamiento

La dependencia temporal de flujo magnético induce un campo eléctrico. Lo inverso también es válido: un flujo eléctrico dependiente del tiempo induce un campo magnético, pero una corriente por sí misma también es responsable para un campo magnético. Ambos efectos pueden ser combinados en una ecuación de la siguiente manera (Reitz *et al.*, 1969):

$$\oint B \cdot dl = \mu_0(I + \varepsilon_0 \frac{d}{dt} \Phi E) \quad (2.11)$$

El término I es la corriente conductiva regular, ΦE es el flujo magnético, el término $\varepsilon_0 \frac{d}{dt} \Phi E$ también tiene dimensiones de una corriente de desplazamiento. La tercera ley de Maxwell relaciona el rotacional del campo magnético con la densidad de corriente eléctrica J y con la variación del campo eléctrico E mediante la siguiente condición:

$$\nabla \times B = \mu_0(J + \varepsilon_0 \frac{dE}{dt}) \quad (2.12)$$

Donde μ_0 es la permeabilidad magnética, J es la densidad de la corriente eléctrica (Reitz *et al.*, 1969).

2.6 Análisis de los armónicos esféricos

Los armónicos esféricos de la forma $Y_l^m(\theta, \varphi)$ son funciones armónicas que representan la variación espacial de un conjunto ortogonal de soluciones de la ecuación de Laplace cuando la solución se expresa en coordenadas esféricas. Estas funciones representan un medio adecuado para describir deformaciones de una superficie esférica, como por ejemplo nuestro planeta Tierra (Arfken y Weber, 1999).

El estudio del CMT considera solamente fuentes internas del campo magnético. Podemos ver que la superficie del campo magnético es un campo potencial, es decir el vector del campo B puede obtenerse del gradiente de un campo escalar de tal forma que para encontrar dicho campo utilizaremos las leyes de Maxwell. En un espacio donde no hay superficies discontinuas ni corrientes eléctricas se puede suponer que B se puede derivar de un potencial magnético V , donde la ecuación (2.12) es igual a:

$$\nabla \times B = 0 \quad (2.13)$$

Esto significa que B es un campo conservativo en la región de interés, por lo que existe un potencial tal que:

$$B = -\nabla V \quad (2.14)$$

utilizando la primera ley de Maxwell obtenemos;

$$\nabla(-\nabla V) = \nabla^2 V = 0 \quad (2.15)$$

donde ∇^2 es el laplaciano, a la ecuación 2.15 se le conoce como la ecuación de Laplace (Lanza y Meloni, 2006). La ecuación de Laplace en coordenadas cartesianas está dada de la siguiente manera:

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2.16)$$

Y la podemos escribir en un sistema de coordenadas esféricas, con el origen en el centro de la Tierra, con $x = r \text{sen} \theta \text{cos} \varphi$; $y = r \text{sen} \theta \text{sen} \varphi$; y $z = r \text{cos} \theta$; de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \nabla^2 V &= \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial v}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \text{sen} \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\text{sen} \theta \frac{\partial v}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \text{sen}^2 \theta} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial \varphi^2} \right) \\ &= 0 \end{aligned} \quad (2.17)$$

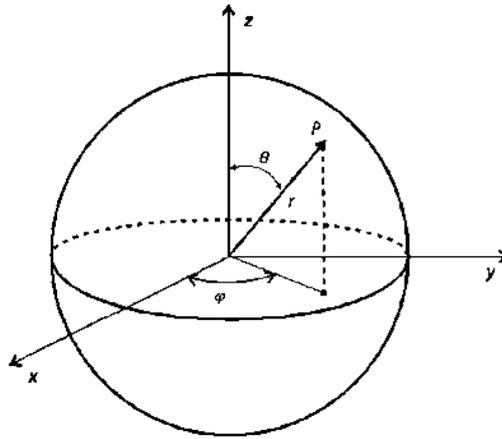


Figura 2.3. Coordenadas centradas en el centro de la Tierra. Coordenadas esféricas donde el punto P está en la superficie de la Tierra, r es la distancia desde el centro de la Tierra, θ colatitud y φ la longitud (Modificado de Lanza y Meloni, 2006).

Si en la ecuación 2.17 consideramos $R(r)$ como la parte radial y $\gamma(\theta, \varphi)$ como la parte angular, nuestra función toma la siguiente forma:

$$f(r, \theta, \varphi) = R(r)\gamma(\theta, \varphi) \quad (2.18)$$

A la función $\gamma(\theta, \varphi)$ se le denomina armónico esférico y satisface la relación:

$$\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \gamma(\theta, \varphi)}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi^2} \left(\frac{\partial^2 \gamma(\theta, \varphi)}{\partial \varphi^2} \right) + l(l+1)\gamma(\theta, \varphi) = 0 \quad (2.19)$$

Si a su vez se usa el método de separación de variables a esta última ecuación se puede ver que la ecuación anterior admite soluciones periódicas en las dos coordenadas angulares y l es un número entero, entonces la solución periódica del sistema anterior dependerá de dos enteros (l, m) y vendrá dada en términos de polinomios asociados a Legendre (Kellogg, 1953):

$$\gamma_l^m(\theta, \varphi) = N e^{im\varphi} P_l^m(\cos \theta) \quad (2.20)$$

Donde:

γ_l^m se llama la función armónica esférica de grado l y orden m

P_l^m es el polinomio asociado a Legendre

N es una constante de normalización

θ y φ representan las variables angulares, θ es la colatitud o ángulo polar, φ es la azimut o longitud.

En particular la colatitud θ se encuentra en el rango de $0 \leq \theta \leq \pi$ y la longitud φ , o azimut, posee el rango de $0 \leq \varphi \leq 2\pi$. Por lo tanto θ es un cero en el polo norte, $\frac{\pi}{2}$ en el ecuador y π en el polo sur. En el caso de la superficie de la Tierra que modela al campo magnético, sus fuentes se encuentran exactamente en el centro. Estas fuentes son conocidas como el dipolo (armónico de grado 1), cuádruplo (armónico de grado 2), óctuplo (armónico de grado 3) etc, (Merril *et al.*, 1998). Por ejemplo, la suposición del campo magnético en la superficie de la Tierra creado por un enorme imán en la corteza debajo del Polo Norte puede modelarse por armónicos esféricos con un número infinito de fuentes magnéticas en el centro de la Tierra. A pesar de que esta es la más sencilla de las simplificaciones, es muy útil ya que nos ofrece una descripción matemática muy manejable, es decir un conjunto de ecuaciones completo y ortogonal (Figura 2.4). Las fuentes internas del campo magnético presentan una dependencia radial del campo que varía con la distancia r de la forma $r^{-(n+1)}$, donde n es el grado del armónico, lo que nos muestra que los armónicos de órdenes elevados son rápidamente atenuados hacia el exterior de la Tierra (r crece) y solo el campo

dipolar prevalece (grado 1), por lo que es comúnmente dividido en una componente principal dipolar y componentes secundarias no dipolares. En la actualidad el campo tiene aproximadamente una configuración 80% dipolar y 20% no dipolar (McElhinny y McFadden, (1998).

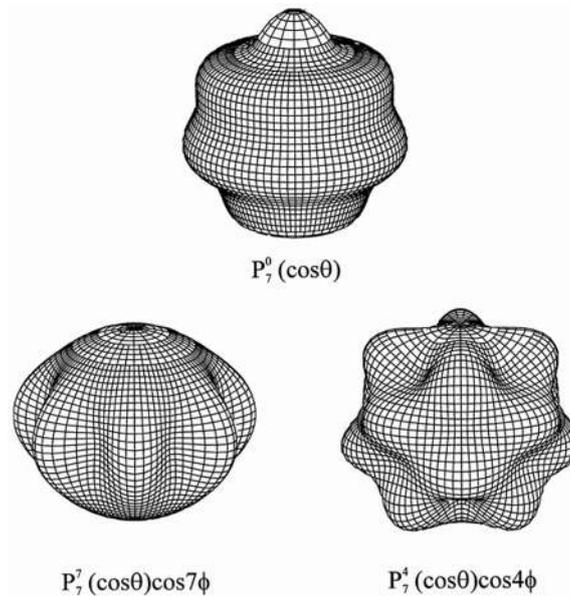


Figura 2.4. Armónicos esféricos de grado 7 y orden cero, 7 y 4 para el campo magnético potencial (modificado de Merrill *et al.*, 1998).

El trabajo de los paleomagnetistas aporta en este sentido datos muy útiles sobre la configuración actual y en el pasado del campo magnético terrestre, por ejemplo, para determinar en qué momentos de la escala geológica puede considerarse que el campo no dipolar era la componente principal y como se distribuyen o se han distribuido sobre la superficie; en particular el establecimiento de polaridades magnéticas.

2.7 Principios del Paleomagnetismo

El paleomagnetismo es la ciencia que estudia el campo magnético terrestre, la cual se basa principalmente en que las rocas al momento de su formación adquieren una magnetización paralela en la dirección del CMT. Los métodos consisten en extraer la información conservada en los minerales presentes en las rocas. Las interpretaciones se fundamentan en tres principales hipótesis (Butler, 1992; Tauxe, 1998; McElhinny y McFadden, 2000):

1. Hipótesis de fijación: Todas las rocas adquieren una magnetización paralela al CMT existente al momento de su formación. Además, la magnetización adquirida puede permanecer invariante en el tiempo.
2. La magnetización principal (primaria) se conserva total o parcialmente al paso de tiempos geológicos en la cual podemos distinguir magnetizaciones secundarias.
3. Hipótesis de dipolo axial central: El comportamiento del CMT se aproxima a un dipolo axial central, excepto en los periodos de una inversión o una excursión (figura 2.5).

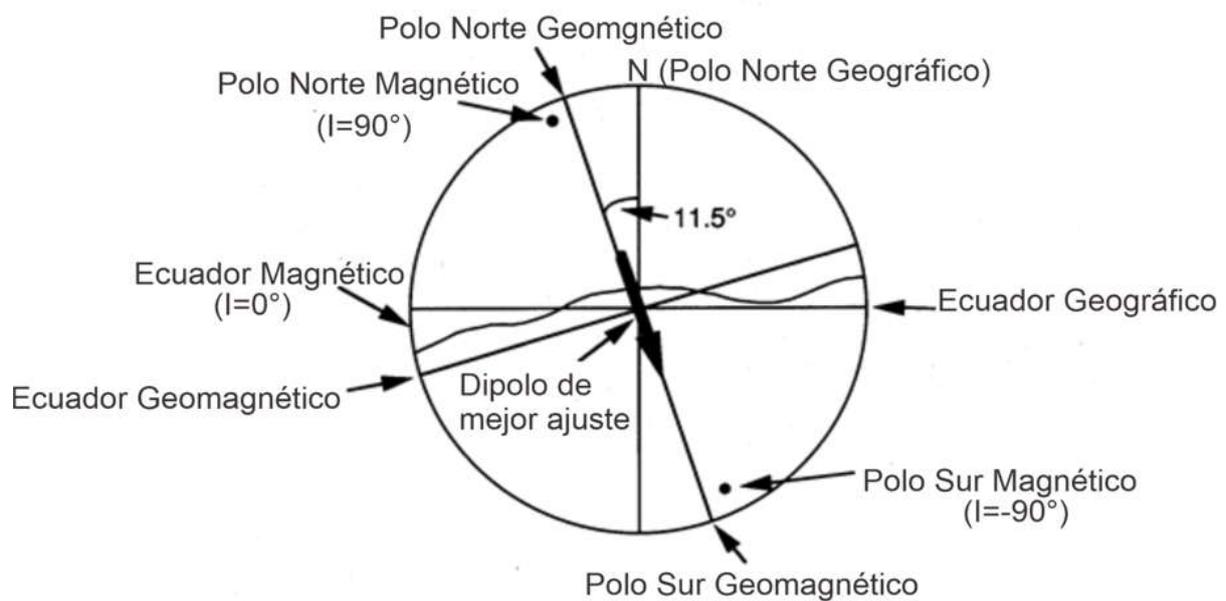


Figura 2.5. Modelo del dipolo geomagnético axial central (modificado de Butler, 2010).

Durante el transcurso de tiempos geológicos, el CMT ha presenta inversiones, un fenómeno natural en el cual los paleomagnetistas y algunos físicos sugieren interpretar la magnetización inversa de las rocas como una consecuencia de un fenómeno de auto inversión; sin embargo, hay evidencias paleomagnéticas terrestres que nos muestran que:

- La dirección de la magnetización presente en cualquier tipo de rocas (volcánicas o sedimentarias) de cualquier lugar, pero con la misma edad es igual.
- La dirección de la magnetización de sedimentos, paleosuelos, recalentados o instrucciones es la misma. El fenómeno de la auto

inversión puede generar que se presenten algunas excepciones en la dirección, pero estas pueden ser mínimas.

- Existe un comportamiento de la magnetización remanente natural muy inusual en la cual el fenómeno de la auto inversión no puede dar una explicación en los periodos intermedios.

2.8 Magnetismo de rocas

Se denomina magnetismo a las fuerzas de atracción y repulsión que ejercen los materiales. Esto depende de la propiedad magnética de la materia, ya que cada una de las partículas elementales poseen su propio momento magnético. El momento magnético m de un cuerpo se define como la suma vectorial de cada momento magnético individual, entonces si $m = 0$, el momento total es cero, sí $m \neq 0$, en el caso general el momento sigue siendo nulo (Lanza y Meloni, 2006). Los campos magnéticos se definen a partir de dos vectores, el campo magnético (H) y la inducción magnética (B); esta última incluye los efectos de la magnetización macroscópica (M), y se define como el momento total de un cuerpo por unidad de volumen que está dada de la siguiente forma $M = \frac{J}{v}$:

$$B = \mu_0(H + M) \quad (2.21)$$

Donde μ_0 es la permeabilidad magnética del aire y la magnitud B es expresada en Teslas (T) (McElhinny y McFadden, 1999).

2.9 Propiedades Magnéticas

Distinguiremos diferentes tipos de propiedades magnéticas de acuerdo al comportamiento que presentan los minerales al inducir un campo magnético (Figura 2.6).

Diamagnetismo: Es una propiedad de los minerales presentes en las rocas en la cual al momento de aplicar un campo estos adquieren una mínima magnetización en sentido opuesto al campo, esta depende linealmente al campo aplicado y se reduce a cero al eliminar el campo (Butler, 1998). Una característica de estos materiales es que no presentan un momento magnético atómico y la susceptibilidad magnética es negativa.

Paramagnetismo: Una de las principales características de estos materiales es la poca atracción que presentan, existen momentos magnéticos atómicos. Un material paramagnético bajo la influencia de un campo magnético aplicado adquiere una magnetización paralela al campo aplicado. Si no se le aplica un campo magnético, la dirección de los momentos magnéticos se dispersa en todas las direcciones, dando como resultado una magnetización $H = 0$. La susceptibilidad magnética para un material paramagnético es positiva, pero de baja intensidad (Butler, 1992).

Ferromagnetismo: Los materiales ferrimagnéticos presentan un momento magnético y una interacción fuerte con una orientación antiparalela y con momentos diferentes. Para un material ferromagnético dada una temperatura, existe una máxima magnetización de saturación, no importa que se aumente la magnetización del campo, el resultado será el mismo como se muestra en la figura 2.6c (Butler, 1992).

Antiferromagnetismo: Estos materiales presentan un momento magnético en la cual su interacción entre los momentos atómicos es fuerte con una orientación antiparalela, cancelándose los momentos con el mismo valor absoluto (McElhinny y McFadden, 1999).

Ferrimagnetismo: Los materiales presentan un momento magnético atómico con una fuerte orientación antiparalela que produce una magnetización espontánea neta (McElhinny y McFadden, 1999).

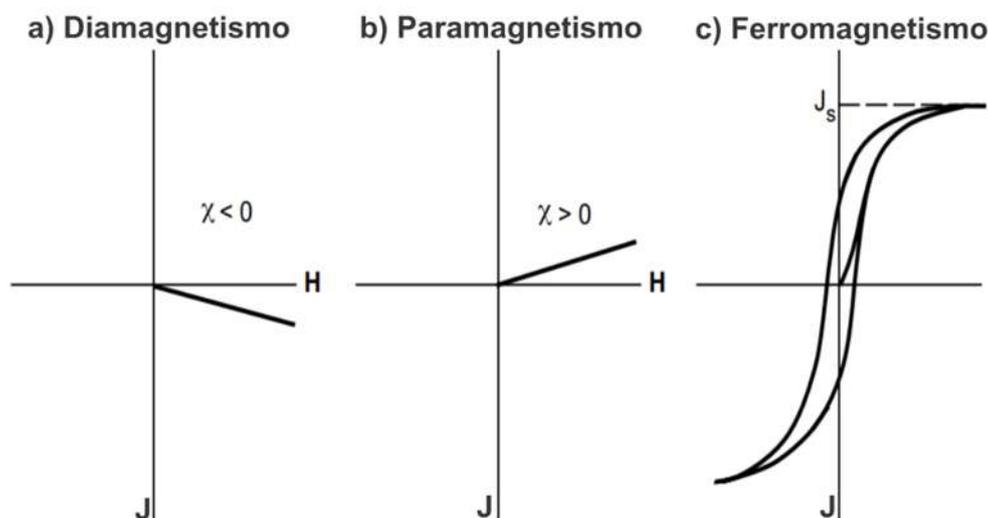


Figura 2.6. Magnetización adquirida al inducir un campo magnético (modificado de Butler, 1992).

2.10 Minerales magnéticos

Para comprender la remanencia magnética y cómo se adquiere la magnetización en las rocas debemos entender las fases magnéticas, el comportamiento y su formación. Los principales minerales portadores de la magnetización remanente son ferrimagnéticos, las podemos diferenciar principalmente en dos tipos, los óxidos de hierro y las de titanio, se presentan en el siguiente diagrama denominado diagrama ternario $FeO - TiO_2 - Fe_2O_3$ (McElhinny y McFadden, 199).

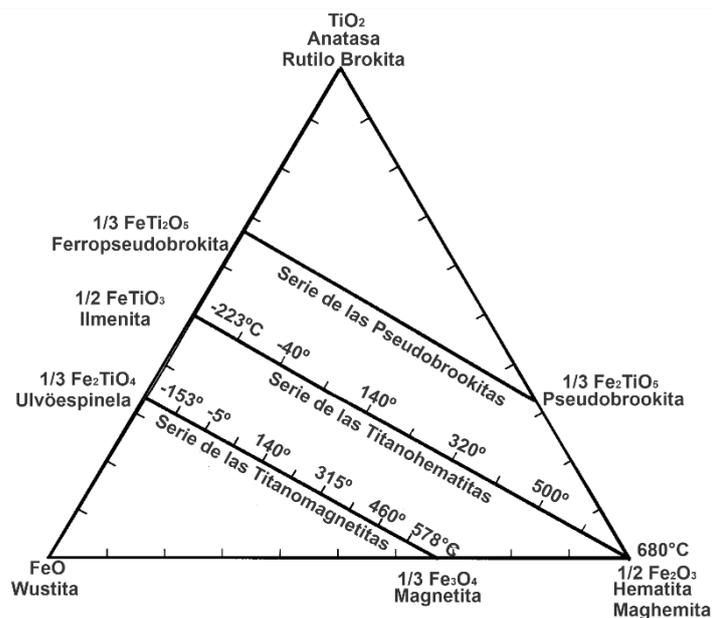


Figura 2.7. Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio, modificado de McElhinny y McFadden (1999)

En la figura 2.7, las posiciones de izquierda a derecha indican proporciones crecientes de hierro férrico (Fe_3^+) a hierro ferroso (Fe_2^+), mientras que las posiciones de abajo hacia arriba muestra un alto contenido de titanio (Ti_4). En el diagrama podemos observar tres tipos de soluciones sólidas, la primera serie denominada de los pseudobrookitas, las titanomagnetitas y las titanohematitas, estas dos últimas series son los minerales más importantes ya que contribuyen a la magnetización de las rocas.

- Titanomagnetitas: Los minerales pertenecientes a esta serie poseen una estructura cristalina cúbica; son opacos con una composición de los miembros finales de magnetita (Fe_3O_4) y ulvöespinela Fe_2TiO_4 . Cuando la magnetización remanente desaparece a una temperatura

se le conoce como el punto de Curie (T_c). La T_c en las titanomagnetitas depende de la composición química, esta puede disminuir linealmente a partir de $\sim 575^\circ\text{C}$ para la magnetita y hasta 153°C para la ulvöespinela, la cual a una temperatura ambiente es antiferromagnética (O'Reilly, 1984:9).

- Titanohematitas: Estos minerales se caracterizan por poseer una estructura cristalina romboédrica y poseen diferentes propiedades dependiendo de la composición. Esta serie posee propiedades antiferromagnéticas por la presencia de un acoplamiento negativo entre los iones de Fe_3^+ , aunque solo sucede para algunas composiciones. La T_c de la hematita es variable y está entre los 675°C y 685°C , sin embargo, la ilmenita posee una T_c de $\sim 200^\circ\text{C}$ y se considera paramagnética a temperatura ambiente (Stance y Banerjee, 1974).

2.11 Tipos de magnetización

La magnetización es un proceso que está controlado por los momentos magnéticos intrínsecos (depende del material) de los electrones que giran alrededor de sus ejes, conocido como el momento dipolar o giro del espín y del movimiento de los electrones en sus orbitas alrededor de los núcleos atómicos (momento dipolar orbital), y se puede clasificar en dos tipos:

- a) Magnetización inducida (M_i): esta magnetización depende del campo. Este campo inducido permite el estudio en la exploración de metales y minerales.
- b) Magnetización Remanente (M_r): es la propiedad que tienen un material de conservar la imantación después de cambiar o desaparecer un campo inducido. M_r guarda la información del campo antiguo y es el tipo de magnetización que da lugar al paleomagnetismo.

En las rocas naturales la tasa, entre las dos magnetizaciones es conocida como la tasa de Königsberger (Q) dada de la siguiente manera:

$$Q = \frac{|M_r|}{|M_i|} \quad (2.22)$$

Las rocas con un alto Q tienden a ser magnéticamente estables y son buenas registradoras del antiguo campo magnético (McElhinny y McFadden, 1999).

2.11.1 Tipos de magnetización remanente

- Magnetización Remanente Natural (NRM): es la remanencia presente en una roca, la cual se adquiere de diferentes procesos. Se caracteriza por tener una magnetización primaria que fue adquirida al momento de su formación, y otra secundaria (Lanza y Meloni, 2006).
- Magnetización Termorremanente (TRM): la magnetización adquirida depende de un campo magnético externo, el cual es producido por el enfriamiento de los minerales cuando se les aplica temperaturas mayores a las de Curie (Butler, 1998).
- Magnetización Remanente Isotermal (IRM): Es una de las magnetizaciones que se adquiere en un tiempo relativamente corto a temperatura ambiente y su adquisición depende de un campo magnético externo de alta intensidad.
- Magnetización Remanente Química (QRM): La magnetización se adquiere por el proceso de los cambios químicos de los minerales ferromagnéticos a temperaturas menores de bloqueo a un campo. Estas reacciones químicas pueden incluir la alteración de un mineral preexistente o por la precipitación de un mineral que son de tipo ferromagnéticos (Butler, 1998).
- Magnetización Remanente Viscoso (VRM): Esta magnetización en los materiales adquiridos se puede considerar de tipo secundario ya que el magnetismo se adquiere cuando los materiales están expuestos a campos magnéticos externos durante un periodo de tiempo largo, y se puede considerar como ruido ya que se elimina con facilidad (Lanza y Meloni, 2006).
- Magnetización Remanente Detrítica: Las rocas adquieren la magnetización durante el proceso de deposición y la litificación de rocas sedimentarias (Butler, 1998).

- Magnetización Piezoremanete (SRM): Se adquiere cuando los materiales sufren una tensión, causando cambios en el material y así dando lugar una nueva remanencia.
- Magnetización Anhisterético (ARM): La adquisición de la magnetización de la muestra depende del campo magnético alterno que va disminuyendo su intensidad a un campo estable, esta adquisición de remanencia es paralela al campo estable (Lanza y Meloni, 2006).

2.12 Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética χ se define como la capacidad que tiene un material de adquirir una magnetización temporal en presencia de un campo magnético (H). se puede diferenciar en dos tipos principales, cuando $\chi > 0$, la adquisición de la magnetización será del mismo sentido al campo que se le está aplicando, a estos materiales se les denomina paramagnéticos o ferromagnéticos. Si $\chi < 0$, la magnetización adquirida de los minerales será en sentido opuesto al campo que se le está induciendo, a estos materiales se les conoce como diamagnéticos (Butler, 1998). La susceptibilidad χ varia dependiendo del tamaño de grano de los minerales presentes en las rocas que constan de diferentes dominios magnéticos. Mientras más dominios posee un mineral magnético, mayor es la susceptibilidad e inversamente.

2.13 Dominios Magnéticos

Se define un dominio magnético un espacio dentro de un material magnético en el cual existen regiones donde los átomos están agrupados y presentan una orientación de la magnetización en el mismo sentido. Una de las características principales de los materiales ferromagnéticos es la presencia de pequeñas zonas denominadas dominios. Estas pequeñas zonas tienen la característica de ser poligonales y están separadas por regiones conocidas como paredes de Bloch o zonas de transición de un dominio a otro como se muestra en la figura 2.8. Según Dunlop (1995) podemos clasificar tres tipos de dominios:

- Dominio sencillo (DS): Es de dominio único, los cambios de la magnetización ocurren por la rotación simultanea de los espines atómicos, una de las características es de que sus momentos de giro son

paralelos, lo que contribuye a una magnetización intensa, la susceptibilidad es muy baja y presenta una alta coercitividad.

- Dominio pseudo-sencillo (DPS): presenta diferentes tipos de magnetización debido a que posee granos de mayor tamaño que la de dominio sencillo. Una de sus características es exhibir un comportamiento del dominio sencillo con alta remanencia de saturación e intensa fuerza de coercitividad.
- Dominio Múltiple (MD): contiene más de un dominio, presenta una magnetización $j < j_s$, y posee una susceptibilidad muy intensa, ya que el campo favorece el crecimiento de los dominios.

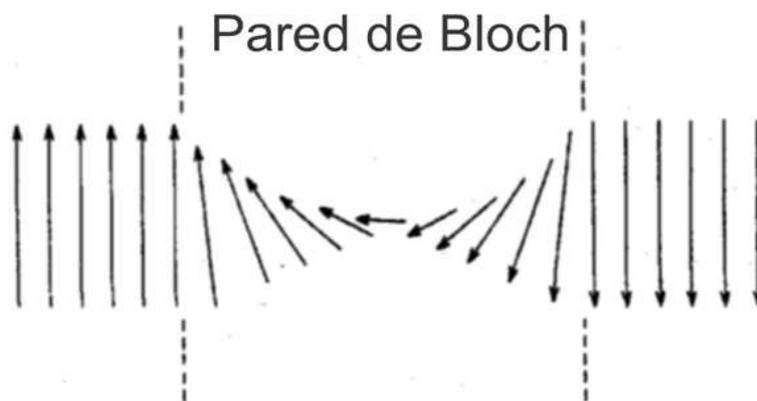


Figura 2.8. Diagrama de la pared de Bloch, zona de transición tomado de Tarling, (2012).

2.14 Ciclo de Histéresis

La magnetización de los materiales ferromagnéticos muestra una característica muy particular, la presencia de una curva de histéresis y esto se refleja cuando se le aplica un campo magnético a la muestra (figura 2.9). La curva de histéresis consiste en aplicar un campo magnético a una muestra ferromagnética que crece gradualmente hasta alcanzar la magnetización de la saturación (M_s), todos los dominios se alinean paralelamente al campo aplicado. Después, si disminuimos el campo inducido hasta llegar a cero, la magnetización disminuye generando una curva diferente, esto se debe a que la reorientación de los dominios no es completamente reversible y la muestra ha retenido una pequeña magnetización denominada magnetización remanente (M_r). Cuando aplicamos un campo, pero en sentido opuesto la magnetización conservada, se destruirá en el valor $-H_c$

que define la fuerza coercitiva. Si continuamos disminuyendo el campo aplicado, la muestra adquirirá una nueva magnetización de saturación para un campo $-H_s$. Si de nuevo se aumenta el campo, el sentido cambiará y se completará la curva de histéresis (Figura 2.9). Esta curva de histéresis es diferente y depende del tamaño de grano, así como los minerales presentes en la muestra, y se utiliza para identificar ciertos minerales magnéticos. Cabe mencionar que los minerales paramagnéticos y diamagnéticos no muestran una curva de histéresis (Basavaiah, 2012).

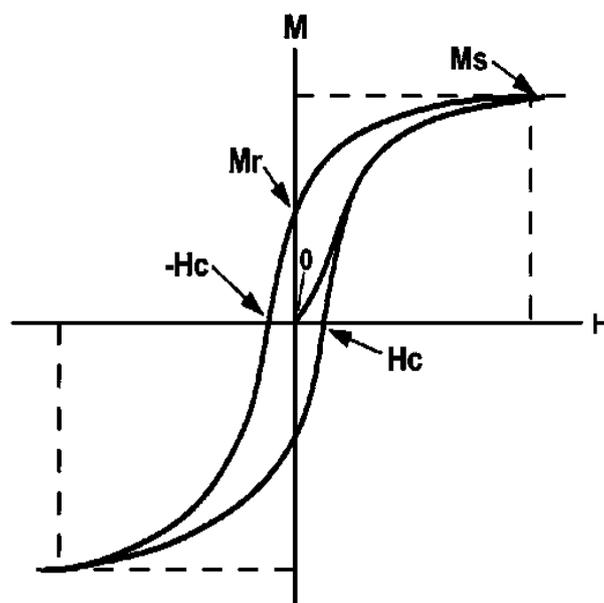


Figura 2.9. Curva de Histéresis (modificado de Butler, 1992).

2.15 Representación de datos

Los diagramas de Zijderveld (1967) y los estereogramas son gráficos que permiten mostrar y obtener las componentes principales de la magnetización, además de que combinan la intensidad y los cambios en la dirección. El diagrama de Zijderveld es una proyección ortogonal que muestra la magnetización progresiva de la remanencia durante la aplicación de campos alternos o la desmagnetización térmica (Butler, 1998).

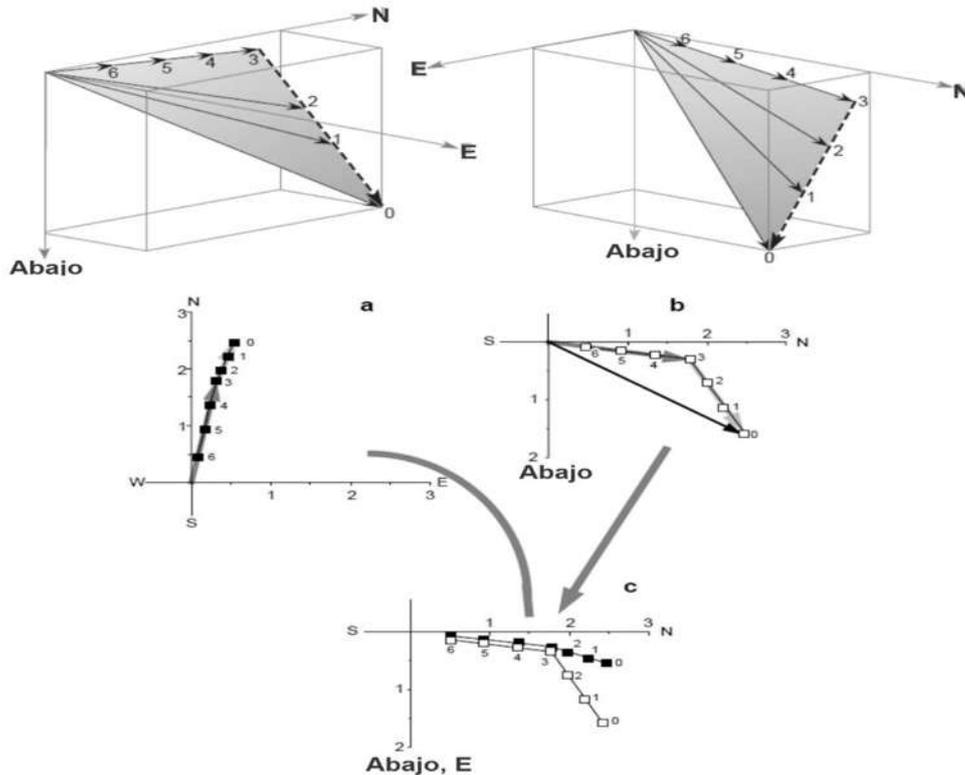


Figura 2.10. Diagrama de Zijderveld (modificado de Butler, 1998).

La distancia al origen es proporcional a la intensidad, en el proceso de desmagnetización en cualquier método los cambios de declinación e inclinación e intensidad formarán trayectoria sobre los planos. Esta proyección muestra la declinación magnética en el plano horizontal y la inclinación magnética en el plano vertical.

2.16 Análisis de componentes principales

El método de análisis de componentes principales (PCA) es una técnica que se emplea para encontrar la recta de mejor ajuste a un conjunto de datos dispersos de direcciones vectoriales de una muestra paleomagnética desmagnetizada progresivamente acomodada a lo largo de una dirección de desmagnetización en un diagrama de Zijderveld, en la cual podemos incluir el origen (Kirschvink, 1980). La precisión se puede estimar mediante la desviación angular máxima (MAD), mientras el valor de MAD sea muy pequeño, los datos son considerados de buena calidad.

2.17 Métodos estadísticos en paleomagnetismo

La estadística de vectores se utiliza para el cálculo de la dirección media de la declinación e inclinación magnética de un conjunto de vectores unitarios de una muestra paleomagnética, en la cual los resultados dependen de la dispersión de los datos. La dispersión de vectores direccionales de una muestra depende de diferentes factores, uno de ellos es la adquisición de una magnetización secundaria producida por un rayo, errores en el muestreo en campo o hasta la misma variación secular del campo magnético terrestre (Tauxe, 2010).

La estadística más utilizada en paleomagnetismo para este tipo de análisis es la de Fisher (1953), la cual ve a las direcciones de los vectores como puntos en una superficie de una esfera unitaria y les asigna un peso unitario.

La función de densidad de probabilidad $P_{dA}(\theta)$, es la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área dA , centrada en un ángulo θ , de la media verdadera. Al área angular se expresa en estereoradianes, donde 4π estereoradianes es el área total de la superficie. Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo a la función de densidad de probabilidad (Tauxe, 2010).

$$P_{dA}(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh(k)} \exp(k \cos \theta) \quad (2.23)$$

Donde θ es el ángulo de la dirección verdadera y k es el parámetro de precisión, esta es una medida de la concentración de distribución alrededor del valor medio, el valor depende de la concentración.

Sea ξ el ángulo acimutal alrededor de la dirección media verdadera, la probabilidad de una dirección dentro de un área angular dA , se expresa de la siguiente forma:

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi \quad (2.24)$$

El termino $\sin \theta$ aparece ya que el área de una banda de ancho $d\theta$ varía sinusoidalmente, la normalización de Fisher se expresa de la siguiente manera:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = \int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi = 1.0 \quad (2.25)$$

La probabilidad $Pd\theta$ de encontrar una dirección en una banda de ancho $d\theta$ entre θ y $\theta + d\theta$ viene dada de la siguiente forma:

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta)dA = 2\pi P_{dA}(\theta)\text{sen}\theta d\theta$$

$$= \frac{k}{\text{senh}(k)} \exp(k\cos\theta\text{sen}\theta) d\theta$$
(2.26)

Y los ángulos de porcentaje, donde la dirección media se encuentra en ese margen puede calcularse de la siguiente forma:

$$\theta_{50} = \frac{67.5^\circ}{\sqrt{k}}, \theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{k}}, \theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{k}}$$
(2.27)

Para calcular la dirección media de un sitio, tenemos que realizar una transformación de la declinación e inclinación del vector i -ésimo (D_i, I_i) a coordenadas cartesianas:

$$X_i = \cos(I_i) \cos(D_i)$$
(2.28)

$$Y_i = \cos(I_i) \text{sen}(D_i)$$
(2.29)

$$Z_i = \text{sen}(I_i)$$
(2.30)

Donde X_i, Y_i, Z_i son los cosenos directores de la i -ésima dirección. La dirección media de N direcciones paleomagnéticas, es decir; de un conjunto de especímenes por sitio es la suma vectorial y la magnitud del vector resultante está dada de la siguiente manera:

$$R = \sqrt{\sum_{i=1}^N X_i + \sum_{i=1}^N Y_i + \sum_{i=1}^N Z_i}$$
(2.31)

Y los cosenos directores de la dirección media las obtenemos de la siguiente manera:

$$X = \frac{\sum_{i=1}^N X_i}{R}$$
(2.32)

$$Y = \frac{\sum_{i=1}^N Y_i}{R}$$
(2.33)

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^N Z_i}{R}$$
(2.34)

Entonces la declinación y la inclinación media (D_m, I_m) de la dirección se obtienen de la siguiente manera (Tauxe, 2010):

$$D_m = \tan^{-1} \frac{Y}{X} \quad (2.35)$$

$$I_m = \text{sen}^{-1} Z \quad (2.36)$$

2.18 Estimación de la dispersión

Ya habiendo calculado la dirección promedio de un sitio, ahora se tiene que encontrar una dispersión de los datos de las direcciones obtenidas de cada espécimen. Una medida de dispersión de una población de direcciones es el parámetro k . Cuando mayor sea k , la dispersión es menor y viceversa. En un conjunto de direcciones de muestras finitas, el parámetro k es desconocido, pero se puede estimar mediante la siguiente ecuación (Tauxe, 2010).

$$k \approx k = \frac{N - 1}{N - R} \quad (2.37)$$

Donde R es la magnitud del vector resultante de la sumatoria de los vectores unitarios y N es el número de datos de cada sitio.

El límite de confianza de las direcciones medias encontradas se puede definir a través del parámetro α_{95} , y está dada de la siguiente manera:

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left[1 - \frac{N - R}{R} \left[\left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right] \right] \quad (2.38)$$

Una buena aproximación de la dirección es si $k \geq 10$ y $N \geq 10$.

2.19 Polos paleomagnéticos

Para deducir las ecuaciones del polo utilizaremos la figura 2.11, sea (λ_s, ϕ_s) la latitud y longitud de un sitio dado y (λ_p, ϕ_p) las del polo, como podemos observar en la figura 2.11 se forma un triángulo esférico con ápices (λ_s, ϕ_s) , (λ_p, ϕ_p) y N donde N es el norte geográfico. Definimos a la colatitud p_s como la distancia angular desde el sitio al norte geográfico y p_p es la distancia angular del polo VGP al norte geográfico.

Para encontrar la longitud de ϕ_p se hace la misma analogía y obtenemos:

$$\phi_p = \phi_s + \beta \text{ si } \cos p \geq \text{sen} \lambda_s \text{sen} \lambda_p \text{ o } \phi_p = \lambda_s + \pi - \beta \quad (2.44)$$

Ahora debemos calcular el ángulo β , que es la diferencia en la longitud entre el polo y el sitio. Aplicando la ley de los cosenos obtenemos:

$$\frac{\text{sen} p}{\text{sen} \beta} = \frac{\text{sen} p_p}{\text{sen} D} \quad (2.45)$$

Despejando $\text{sen} \beta$ obtenemos:

$$\text{sen} \beta = \frac{\text{sen} D \text{sen} p}{\text{sen} p_p} \quad (2.46)$$

Pero como $p_p = \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p\right)$ entonces:

$$\text{sen} \beta = \frac{\text{sen} D \text{sen} p}{\text{sen} \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p\right)} \quad (2.47)$$

Además, sabemos que $\text{sen} \left(\frac{\pi}{2} - x\right) = \cos x$ entonces:

$$\text{sen} \beta = \frac{\text{sen} D \text{sen} p}{\cos \lambda_p} \quad (2.48)$$

Despejando β obtenemos:

$$\beta = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\text{sen} D \text{sen} p}{\cos \lambda_p} \right) \quad (2.49)$$

Donde $-\frac{\pi}{2} \leq \beta \leq \frac{\pi}{2}$.

En el caso de que la dirección media (D_m, I_m) sea transformada en un polo paleomagnético, el círculo de confianza α_{95} se convierte en un ovalo y los errores en las distancias medias están dadas:

$$dI_m = \alpha_{95} = dD_m \cos I_m \quad (2.50)$$

Que corresponde a un error en la colatitud d_p :

$$d_p = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) 2 \alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3 \cos^2 I_m} \right) \quad (2.51)$$

Y un error en la dirección perpendicular al meridiano dada por:

$$d_m = \frac{\alpha_{95} \text{sen} p}{\cos I_m} \quad (2.52)$$

Esto se debe a una transformación bipolar ya que, bajo este tipo de transformación, un conjunto de direcciones con distribución de Fisher no puede en general transformarse a un conjunto de VGP con distribución Fisher, sino que son una distribución oval.

2.20 Paleodirecciones esperadas para un sitio dado

Para obtener la dirección del campo para un sitio dado con coordenadas geográficas (λ_s, ϕ_s) con un campo axial, dado un polo (λ_p, ϕ_p) , debemos encontrar D_x cómo se observa en la figura 2.12, donde los puntos N norte geográfico, S el sitio y P el polo, forman un triángulo esférico.

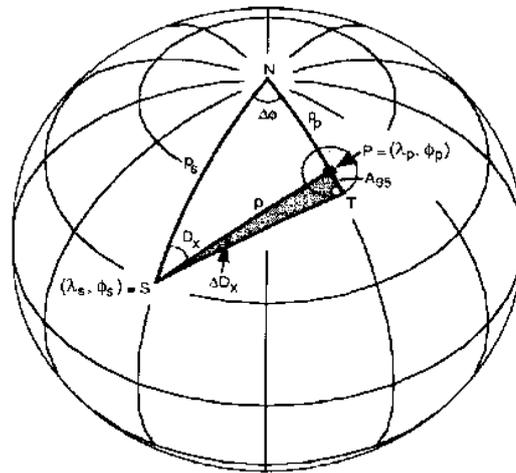


Figura 2.12. geometría utilizada para la determinación del campo magnético esperado a partir de un polo magnético (Tomado de Butler, 1998).

Aplicando la ley de los senos al triángulo esférico SPN obtenemos:

$$\cos p = \cos p_p \cos p_s + \sin p_p \cos \Delta \phi \quad (2.53)$$

Pero como:

$$p_p = \frac{\pi}{2} - \lambda_p; p_s = \frac{\pi}{2} - \lambda_s; \Delta \phi = \phi_p - \phi_s \quad (2.54)$$

Sustituyendo obtenemos lo siguiente:

$$\cos p = \sin \lambda_p \sin \lambda_s + \cos \lambda_p \cos \lambda_s \cos (\phi_p - \phi_s) \quad (2.55)$$

La inclinación esperada I_x se puede determinar a partir de la ecuación dipolar:

$$I_x = \tan^{-1}(2 \cot p) \quad (2.56)$$

El polo magnético tiene un círculo de confianza, que en este caso es de A95. El límite de confianza de I_x , se define como ΔI_x y puede obtenerse a partir de d_m :

$$\Delta I_x = A_{95} \left(\frac{2}{1 + 3\cos^2 p} \right) \quad (2.57)$$

De igual manera, determinamos la declinación esperada que está dada de la siguiente manera:

$$\cos D_x = \frac{\text{sen} \lambda_p - \text{sen} \lambda_s \cos p}{\cos \lambda_s \text{sen} p} \quad (2.58)$$

Su límite de confianza se obtiene aplicando la ley de los cosenos al triángulo esférico STP y se obtiene lo siguiente:

$$\frac{\text{sen} A_{95}}{\text{sen} D_x} = \frac{\text{sen} p}{\text{sen} T} \text{ y como } T = \frac{\pi}{2}, \text{ su seno es } 1 \quad (2.59)$$

Capítulo III. Caracterización del área de estudio

3.1 Contexto geológico regional

3.1.1 Cinturón Volcánico Trans-Mexicano

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es uno de los arcos volcánicos continentales más variados y complejos del mundo. Cubre una parte de la región más densamente poblada del centro de México y su actividad comenzó en el Mioceno y continua hasta la actualidad (Ferrari *et al.*, 1999). Este arco volcánico está relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América a lo largo de la Trinchera de Acapulco, como se muestra en la figura 3.1 (Ferrari, 2000). Una característica del CVTM es que está constituido por alrededor de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, la densidad varía ampliamente en todo el arco y ésta se extiende desde las costas del Pacífico hasta las costas del Golfo de México (Demant, 1978). El CVTM tiene una tendencia con una dirección preferencial E-O en la parte central y oriental, así como también una tendencia ONO-ESE en su parte occidental, la cual forma un ángulo de 16° con respecto a la trinchera (Fig. 3.1; Gómez-Tuena, 2005).

El CVTM se puede caracterizar en tres regiones, occidental, central y oriental; esta caracterización se basa en la geología y la tectónica de las regiones (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988) como se muestra en la figura 3.2.

1. El área occidental está ubicada al oeste del CVTM, entre la costa del Golfo de California y la unión triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986). Una de las características en esta región es el vulcanismo emplazado en el límite sur de la Sierra Madre Occidental. Es bimodal y está formado por estratovolcanes, domos dacítico-riolíticos y por los centros monogenéticos de composición basáltica (Ferrari, 2000).
2. La porción central está ubicada entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro (Ferrari, 2000). Se encuentra el CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka, 1994) relacionado con el bloque Michoacán, compuesto principalmente por edificios monogenéticos

Cuaternarios de composición basáltica a andesita basáltica (90% son conos de escoria).

3. La zona oriental está ubicada al oriente del sistema Taxco-Querétaro, gran parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de una composición andesítica a riolítica, alineados a lo largo de estructuras corticales. Además, los volcanes monogenéticos representan una pequeña parte del magma emplazado y tienen una composición basáltica (Ferrari, 2000). Otra de las características es que contiene al Campo Volcánico Xalapa del Cuaternario (Rodríguez *et al.*, 2010).

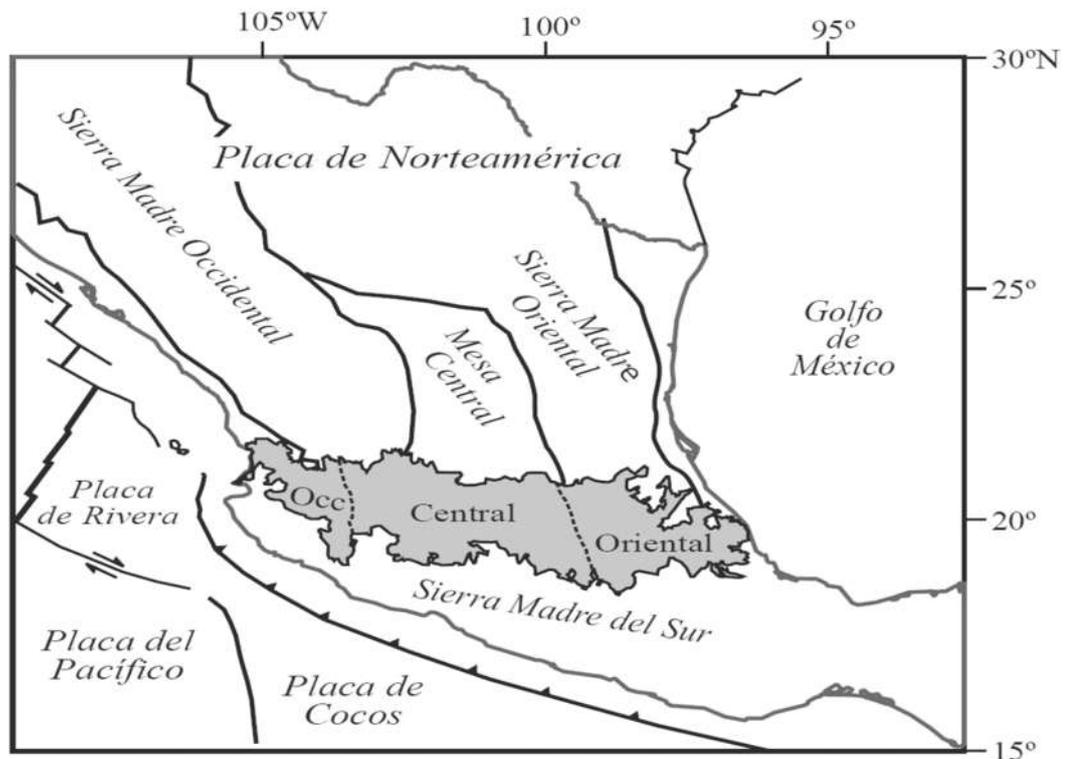


Figura 3.1. División de los tres sectores del CVTM, Tomado de Gómez-Tuena *et al.* (2005).

Pasquare *et al.* (1991), realizaron estudios geológicos en la parte central del CVTM junto con sus límites norte y sur, en los cual se llevaron a cabo mapeos geológicos desde los años 1978 a 1988, aunque sus estudios en la parte sur del área no fueron en gran medida muy detallados debido al poco acceso. (ver Pasquere *et al.*, 1991). Este mapeo es de gran importancia para la localización de los límites geológicos de las unidades volcánicas jóvenes. Así como también Nixon *et al.* (2013), realizaron un mapeo geológico en la parte central y occidental

del CVTM con nuevas fechas isotópicas, en donde desarrollaron una cronología para todo el CVTM, además dividen a los volcanes más recientes en tres categorías. Ferrari *et al.* (2005), realizaron una compilación de la cartografía geológica digital del CVTM, la cual incluye más de 1300 edades y alrededor de 3000 análisis químicos, como se muestra en la figura 3.2. Según Gómez-Tuena *et al.* (2005), la historia geológica del CVTM se puede caracterizar en cuatro episodios principales: El arco del Mioceno medio y tardío, episodio máfico del Mioceno tardío, vulcanismo silíceo del final del Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano y el arco del Plioceno tardío-Cuaternario.

Estudios realizados en el CVTM han permitido reconocer que el vulcanismo se caracteriza por pulsos de gran intensidad separados por pequeños periodos de actividad reducida (e.g., Ferrari *et al.*, 1994; Granados *et al.*, 1995).

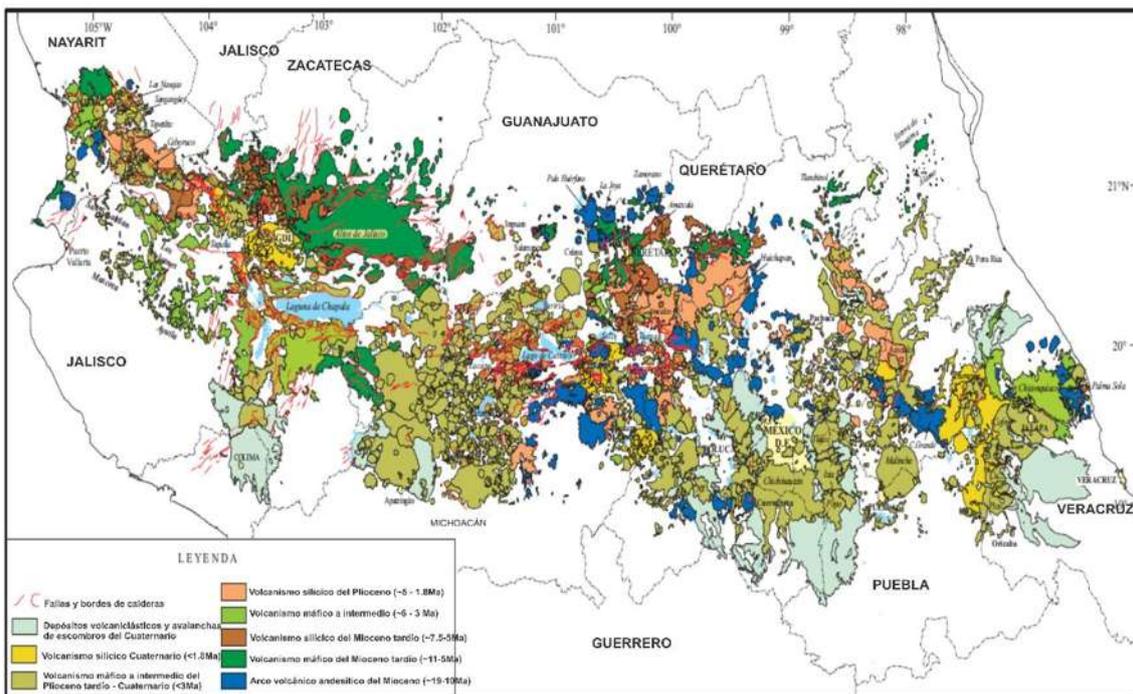


Figura 3.2. Mapa geológico del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) basado en la recopilación de Ferrari *et al.* (2005a) y tomado de Gómez-Tuena *et al.* (2005).

3.2 Contexto geológico local

3.2.1 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

El CVMG está situado en la parte centro-oeste del CVTM, comprende la parte norte del estado de Michoacán y la parte sur del estado de Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka *et al.*, 1994), como se muestra en la figura 3.3. El CVMG es uno de los principales campos monogenéticos del CVTM, cubre un área de $\sim 40000 \text{ km}^2$ a una distancia aproximada de 200 y 130 km de la trinchera (Hasenaka, 1994; Hasenaka y Carmichael, 1985). El magmatismo en este campo volcánico se desarrolló durante el último episodio del Plioceno tardío al Holoceno (Ferrari *et al.*, 2012) y alberga una gran variedad de estructuras volcánicas monogenéticas (Hasenaka, 1994) con alrededor de 1000 conos de escoria, 400 volcanes en escudo pequeño, maars, domos de lava, anillos de toba y flujos de lava (Hasenaka y Carmichael 1987).

Los volcanes más jóvenes del CVMG son el Jorullo (1759-1774) y el volcán Parícutín (1943-1952), ambos volcanes se encuentran dentro de las zonas con mayor densidad de volcanes (Hasenaka y Carmichael 1985; Guilbaud *et al.*, 2011).

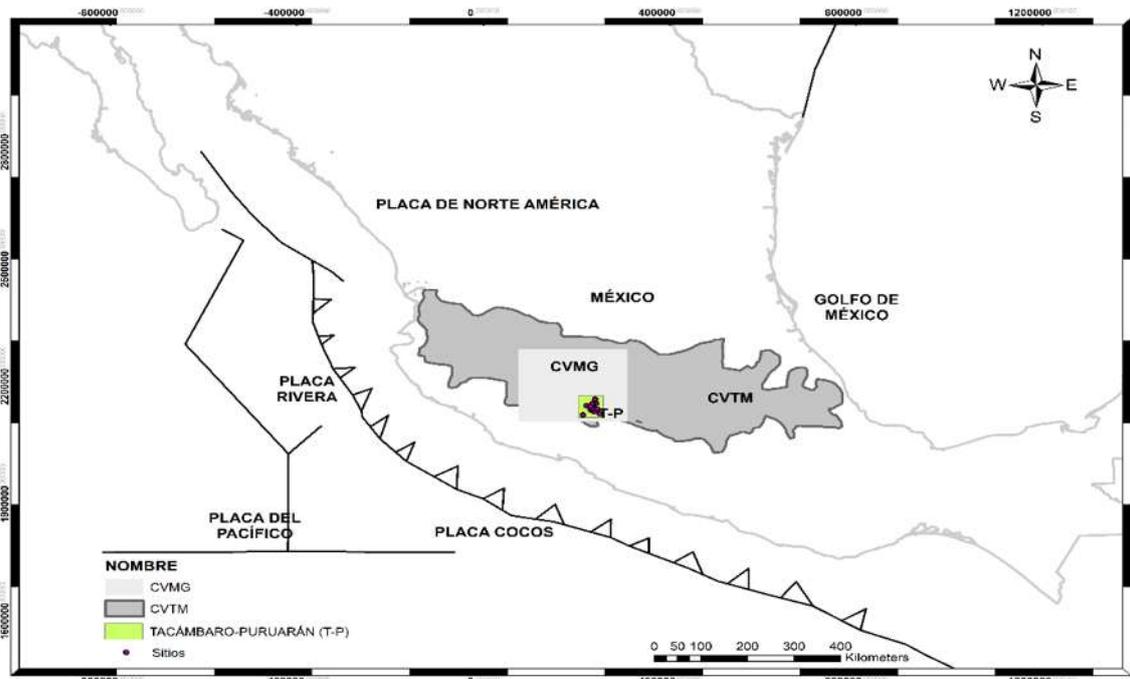


Figura 3.3. Localización del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) y del área de estudio dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). T-P, Tacámbaro-Puruarán.

El vulcanismo del Pleistoceno temprano en el CVMG era bimodal (dacitas y basaltos) y voluminoso, mientras que desde el último Ma han predominado pequeñas erupciones de magmas intermedios a básicos. En estas áreas, los productos del CVMG son principalmente flujos de lava de composición basáltica a andesita basáltica (Hasenaka y Carmichael 1987, Guilbaud *et al.*, 2012).

3.2.2 Área de Tacámbaro-Puruarán

El área de estudio Tacámbaro-Puruarán de 690 km² se localiza en el margen sur-este del CVMG y ~40 km al noreste del histórico volcán Jorullo como se muestra en la figura 3.4, el cual registra un suceso prolongado que culminó con una intensa actividad monogenética en el Holoceno (Guilbaud *et al.*, 2012). El área de estudio está limitada al sur con un bloque elevado cubierto por una meseta de lava que consiste principalmente en una secuencia volcánica antigua (Eoceno) y más al sur en la base de este mismo bloque nació el volcán Jorullo en 1759 (Guilbaud *et al.*, 2011).

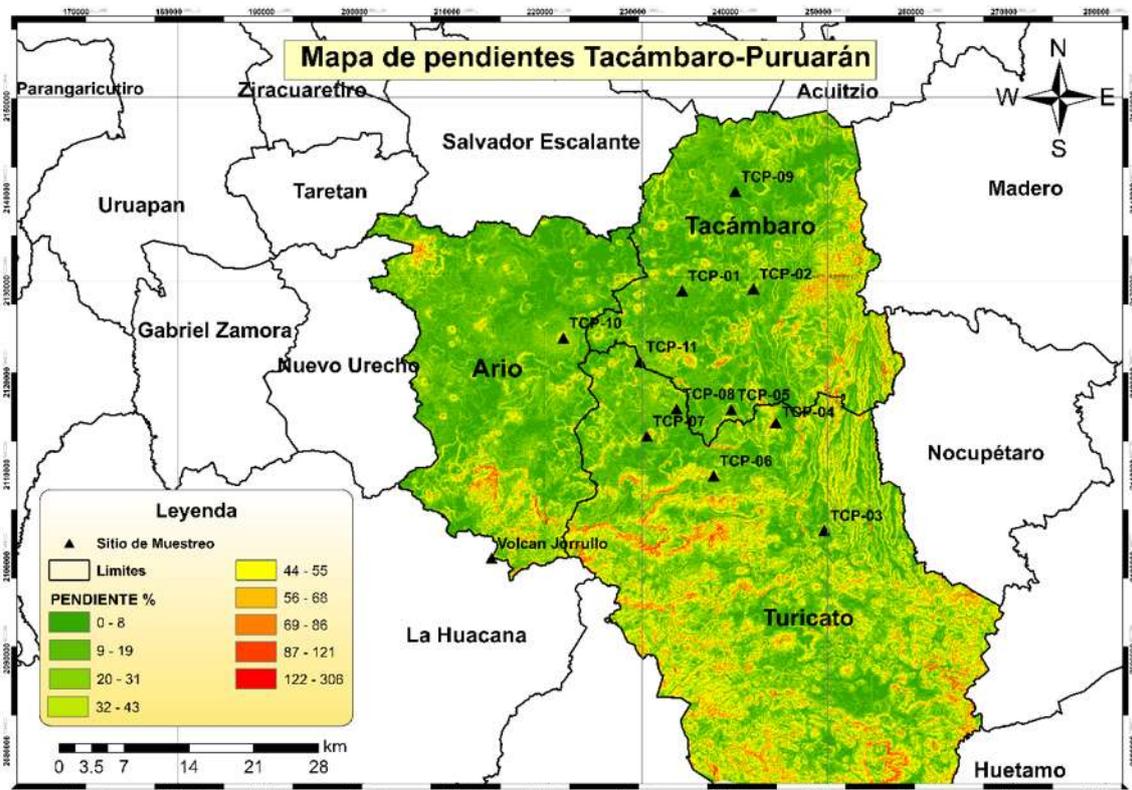


Figura 3.4. Mapa de la localización de los sitios de muestreo en el área de Tacámbaro-Puruarán. El punto negro indica los sitios donde se recolectaron las muestras, se indica la clave de cada sitio en letras mayúsculas.

La secuencia volcánica terciaria temprana pertenece a un cinturón de rocas plutónicas y volcánicas, esta limita con la costa del Pacífico al suroeste de México, la cual se formó durante un episodio magmático que precedió al CVTM (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999). Además, una particularidad de esta área es la brecha de Tzitzio que coincide con la exposición del Jurásico parcialmente metamorfoseado y los primeros sedimentos del Cretácico (Pasquaré *et al.*, 1991; Garduño-Monroy *et al.*, 1999).

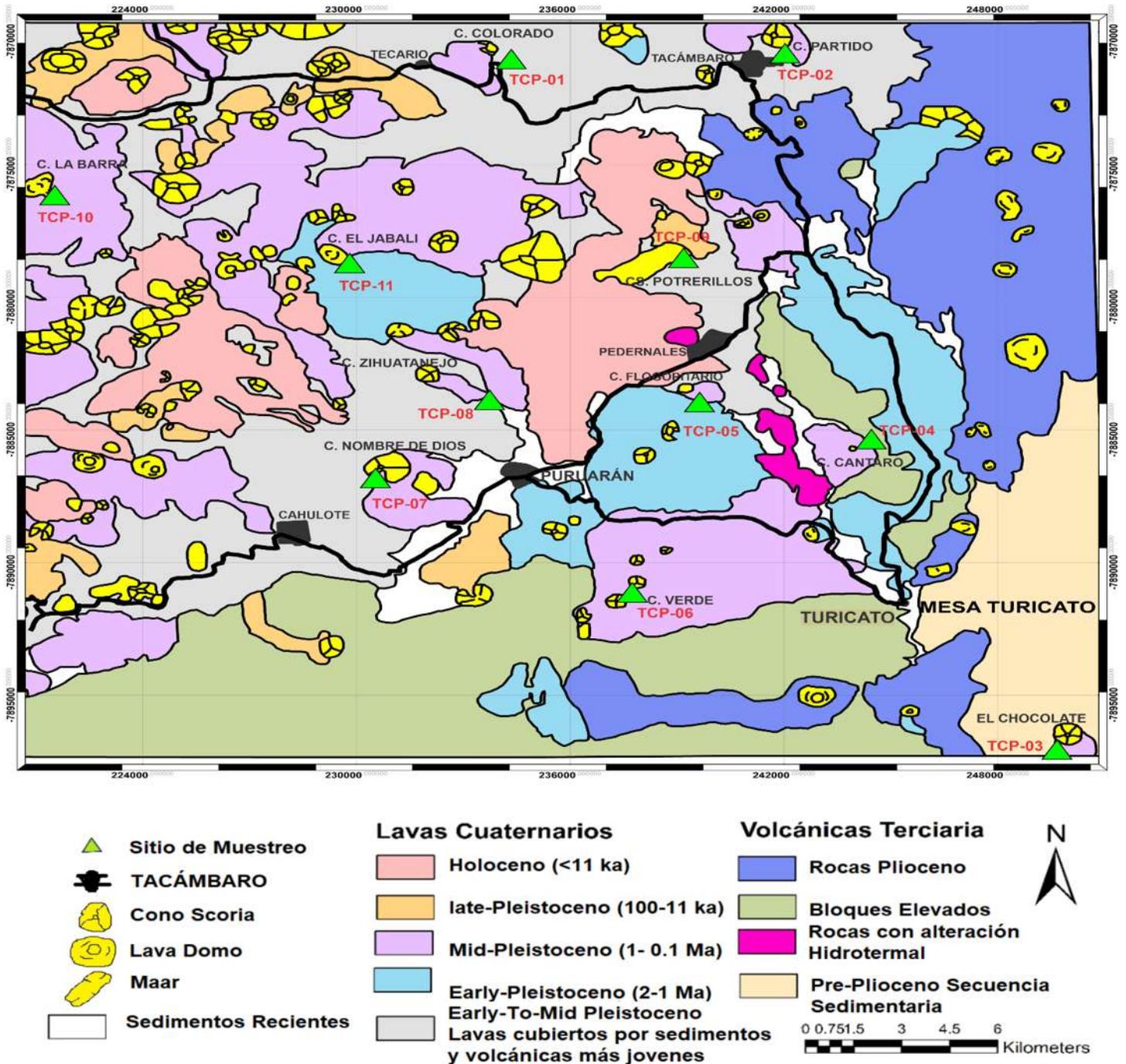


Figura 3.5. Mapa geológico donde se observan los sitios de muestreo con triángulos verdes y letras rojas (Redibujado de Guilbaud *et al.*, 2012)

Capítulo IV. Antecedentes

Desde tiempos pasados se han estudiado las variaciones del campo magnético de la Tierra. Gracias a los estudios realizados sabemos que existen diferentes tipos de variación, desde la variación secular hasta una inversión total del CMT (e.g., Baksi, 1994; Hillhouse y Cox, 1976). Las inversiones son los eventos de polaridad mejor documentados por el paleomagnetismo y gracias a esto en la actualidad sabemos que el CMT se ha invertido en varias ocasiones en toda la historia de la Tierra (e.g., Sagnotti, 2014). También se han registrado excursiones de polaridad cortas durante los últimos dos cronos Brunhes y Matuyama (e.g., Laj y Channell, 2007; Singer *et al.*, 1999; Lund *et al.*, 2001).

Actualmente vivimos en el cron de polaridad normal denominada “Brunhes” que comenzó hace 780 ka mientras que la época anterior de polaridad inversa se le denomina como cron “Matuyama” (Sagnotti, 2014). Dentro de un cron pueden existir pequeños intervalos de polaridades opuestas de corta duración, a estos periodos cortos se les conoce como subcronos. Las inversiones del CMT tienen una característica similar que supone la existencia de un precursor (un intervalo previo fallido de inversión) que se da en unos cuantos miles de años antes de la inversión definitiva (Valet *et al.*, 2012).

Así, sabemos que dentro del cron Matuyama ocurrieron tres episodios cortos de polaridad opuesta. Estos subcronos son los que conocemos como Jaramillo (entre hace 0.99 y 1.07 Ma), Olduvai (entre hace 1.77 y 1.95 Ma) y Reunión (entre hace 2.14 y 2.15 Ma) (Cand y Kent, 1995). El último cambio completo de polaridad geomagnética se conoce como tránsito Matuyama-Brunhes (M-B) (Sagnotti, 2014).

Estudios recientes realizados en el CVMG demuestran que se han registrado pequeños eventos de polaridad del CMT. Maciel *et al.*, (2009) realizaron un muestreo en la parte sureste del CVMG en la región de Tancítaro, donde las edades de las muestras van desde 793 ka hasta el presente, en el cual se detectó una magnetización de polaridad normal. Además, en otro estudio de Maciel *et al.* (2011), al norte del CVMG en la región de Valle de Santiago, se observó una característica muy peculiar: una paleodirección inversa perteneciente a la época Brunhes. También se registró una dirección de polaridad normal en la época

inversa del cron Matuyama con una fecha de 2.35 Ma. Y el tercer estudio de Maciel *et al.* (2014), proporciona la primera evidencia de la excursión geomagnética Intra-Jaramillo en rocas volcánicas de la región del volcán Jorullo y en el área de Tacámbaro localizadas en el CVMG. Esta excursión también se ha detectado en la secuencia de Loess de Jingbian al norte de China (Guo *et al.*, 2002).

Otro estudio realizado por García-Ruiz *et al.* (2017), en el área del volcán Tancítaro dentro del CVMG, reporta resultados de polaridad magnética normal bien definida, además de la existencia de una correlación con la polaridad del evento Jaramillo.

Capítulo V. Metodología

A continuación, se presenta todo el procedimiento que se llevó a cabo para este estudio: el trabajo realizado en campo, la selección de los sitios de muestreo, preparación de las muestras, trabajo en laboratorio y los métodos utilizados para la desmagnetización de los especímenes y para la identificación de los minerales presentes en las muestras paleomagnéticas.

5.1 Trabajo en campo y sitio de muestreo

La salida en campo fue el mes de enero de 2018. La recolección de las muestras para este estudio fue realizada en la región de Tacámbaro-Puruarán. Los sitios de muestreo (Tabla 1) se realizaron en flujos de lava jóvenes de un rango de 0.38 ± 0.01 a 0.98 ± 0.06 Ma, esta información radiométrica está disponible en los estudios realizados por Guilbaud *et al.* (2012), además los sitios también se tomaron de la referencia de los resultados obtenidos por Maciel *et al.* (2014).

Tabla 5.1. Sitios de muestreo con sus respectivas edades radiométricas disponibles en Guilbaud *et al.* (2012).

SITIO	LAT. (° N)	LONG. (° O)	EDAD (Ma)	COMPOSICIÓN QUÍMICA
TCP-06	19.056	-101.492	0.34 ± 0.04	ANDESITA-BASÁLTICA
TCP-07	19.094	-101.561	0.38 ± 0.01	BASALTO
TCP-05	19.121	-101.475	0.40 ± 0.07	ANDESITA
TCP-03	19.004	-101.378	0.51 ± 0.04	BASALTO
TCP-10	19.189	-101.648	0.53 ± 0.01	ANDESITA-BASÁLTICA
TCP-08	19.121	-101.531	0.59 ± 0.44	ANDESITA-BASÁLTICA
TCP-04	19.109	-101.429	0.60 ± 0.05	DACITA
TCP-02	19.240	-101.454	0.62 ± 0.03	BASALTO
TCP-01	19.237	-101.527	0.78 ± 0.02	ANDESITA-BASÁLTICA
TCP-11	19.167	-101.569	0.96 ± 0.07	ANDESITA-BASÁLTICA
TCP-09	19.335	-101.474	0.98 ± 0.06	ANDESITA-BASÁLTICA

5.1.1 Método de muestreo

Una vez llegado al sitio de muestreo, se buscó un afloramiento in situ, es decir; que la roca no se haya movido de su posición original como se muestra en la figura 5.1a. Para la obtención de cada una de las muestras se obtuvieron los núcleos paleomagnéticos con la ayuda de una perforadora portátil con motor de gasolina, brocas adiamantadas con alrededor de 20 a 25 cm de longitud y diámetro interior de aproximadamente de 2.5 a 2.6 cm, como se muestra en la figura 5.1b. Estas se enfriaron con agua durante la perforación.



Figura 5.1. a) Afloramiento in situ. b) Extracción de núcleos paleomagnéticos utilizando la perforadora de gasolina.

Todos los núcleos paleomagnéticos, antes de ser extraídos, fueron orientados con la ayuda de una brújula magnética, tomando las lecturas de la declinación magnética y el ángulo de la inclinación respecto a la horizontal, además se orientaron las muestras con una brújula solar siempre que fue posible. Luego, las muestras se marcaron en la dirección de la perforadora portátil con la ayuda de una barrilla de cobre a través de una fisura en la broca adiamantada. Después, los núcleos paleomagnéticos fueron extraídos cuidadosamente de las rocas madre y, finalmente, se remarcó la orientación magnética antes indicada, esto se hizo con una escuadra y un plumón para así ser guardados en una bolsa de plástico y rotulados con el número de sitio, como se muestra en la figura 5.2. Después se trasladaron al laboratorio. Todas estas anotaciones se hicieron en una libreta de campo para después ser analizadas a detalle en el laboratorio.



Figura 5.2. a) Orientación del núcleo. b) Marcación del núcleo. c) Extracción. d) Núcleos paleomagnéticos.

En total se recolectaron 95 muestras (de 8 a 10 núcleos por sitio) pertenecientes a 11 flujos de lava individuales en la región de Tacámbaro-Puruarán.

5.2 Trabajo en laboratorio

Una vez que las muestras se organizaron en el laboratorio, fueron preparados para los experimentos de paleomagnetismo y magnetismo de rocas, esto se realiza en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) de la UNAM.

5.2.1 Preparación de las muestras

Todas las muestras inicialmente fueron remarcadas indicando la orientación, sentido de la perforación y la clave, con el propósito de que al momento de realizar el corte no se borren dichos atributos. Posteriormente, se realizó un proceso de cortado con la ayuda de la cortadora de roca equipada con dos hojas

de bronce no magnéticas adiamantadas, como se muestra en la figura 5.3a. En cada núcleo paleomagnético se obtuvieron entre uno y dos especímenes y, en algunos otros núcleos se obtuvieron hasta tres especímenes. Al término del cortado de las muestras se obtuvieron núcleos paleomagnéticos estándar, cilindros de 2.5 cm de diámetro por 2.2 cm de largo, como se muestra en la figura 5.3b.



Figura 5.3. a) Cortadora de roca. b) Especímenes obtenidos y marcados.

5.2.2 Medición de la magnetización remanente natural

Es la magnetización presente en los núcleos paleomagnéticos antes de ser sometidos a cualquier tipo de desmagnetización. Las primeras mediciones de cada uno de los especímenes fue la NRM, empleando un magnetómetro de giro AGICO JR-5 en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) de la UNAM, como se muestra en la figura 5.4.



Figura 5.4. Magnetómetro de giro AGICO JR-5.

Antes de iniciar las mediciones, primero se inició con el proceso de calibración del equipo, utilizando un núcleo de muestra de acrílico, el cual viene con el magnetómetro y contiene datos de calibración.

El principio de la medición de cada espécimen se colocó el núcleo en cuatro posiciones diferentes para poder determinar una dirección resultante en cada paso. El magnetómetro gira a una velocidad angular constante para crear un campo magnético variable con el tiempo y con ello inducir una corriente en las bobinas que se encuentran al lado de la muestra, produciendo un voltaje, el cual fue medido por el instrumento.

5.2.3 Desmagnetización mediante campos alternos

Esta técnica consiste en inducir campos magnéticos de manera progresiva alternando la posición de la muestra respecto a la dirección del campo inducido. Este proceso permite eliminar posibles magnetizaciones secundarias al tiempo que van revelando gradualmente las componentes de magnetización original de las muestras. La aplicación de los valores de la intensidad de los campos magnéticos va variando y van desde los 5mT hasta los 90mT, con incrementos graduales de 2, 5 y 10mT. Esto varía dependiendo de cómo se va desmagnetizando la muestra.

Este proceso se realizó empleando un desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5 (Figura 5.5) y la magnetización remanente en cada paso fue medida con el magnetómetro de giro JR-5.



Figura 5.5. Desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5.

La dirección de la magnetización característica (ChRM) se obtuvo mediante el método de Kirschvink, (1980), utilizando como mínimo 4 puntos y como máximo entre 8 y 10 puntos para el análisis de la componente primaria.

5.2.4 Medición de la susceptibilidad (Curvas k-T)

Para la medición de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura se realizaron curvas k-T, donde solo se seleccionó una muestra por cada sitio de estudio ya que las muestras de cada sitio pertenecen al mismo flujo de lava. Este experimento nos permitió identificar los minerales magnéticos portadores de la remanencia y así comprobar su estabilidad magnética.

Antes de llevar a cabo la medición, cada una de las muestras fueron pulverizadas, donde se obtuvieron porciones con un tamaño máximo de 1 mm de diámetro. Este procedimiento consistió en golpear la muestra contenida en un recipiente, en el cual los pequeños trozos fueron pulverizados a mano, con un mortero de plástico y, finalmente, con la ayuda de un tamiz se aseguró que las muestras tuvieran el tamaño adecuado, como se muestra en la figura 5.6.



Figura 5.6. Pulverización de la muestra. Los pequeños trozos de la muestra se pulverizaron con un mortero y finalmente se tamizaron para la obtención de un tamaño uniforme.

Utilizando un susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1, como se muestra en la figura 5.7, las muestras se calentaron en presencia de gas Argón, para reducir los efectos de la oxidación de las muestras, hasta alcanzar los 610 °C con un ritmo de calentamiento de 15 °C/min y posteriormente se enfriaron al mismo ritmo. Se calentó una muestra por sitio.

Para determinar la temperatura de Curie de las muestras estudiadas se optó por el método de la doble diferencial de Tauxe (2010).



Figura 5.7. Susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 utilizado para la obtención de curvas termomagnéticas k-T.

Capítulo VI. Resultados

6.1 Propiedades magnéticas de las rocas (curvas K-T)

Para identificar a los portadores responsables de la magnetización remanente y conseguir información acerca de su estabilidad paleomagnética, se realizaron experimentos de magnetismo en rocas.

Durante los experimentos de susceptibilidad contra temperatura se observan los siguientes comportamientos.

El 70% de las muestras presentan una sola fase ferromagnética con temperaturas de Curie cercanas a los 580 °C que corresponde a la presencia de titanomagnetita con bajo contenido en titanio con un comportamiento prácticamente reversible (figura 6.1, muestra 95T011A, 95T021A) El resto de las muestras tienen una temperatura de Curie muy similar y exhiben un comportamiento de reversibilidad moderada (figura 6.1, muestra 95T090A), esto debido a posibles alteraciones fisicoquímicas producidas durante el calentamiento.

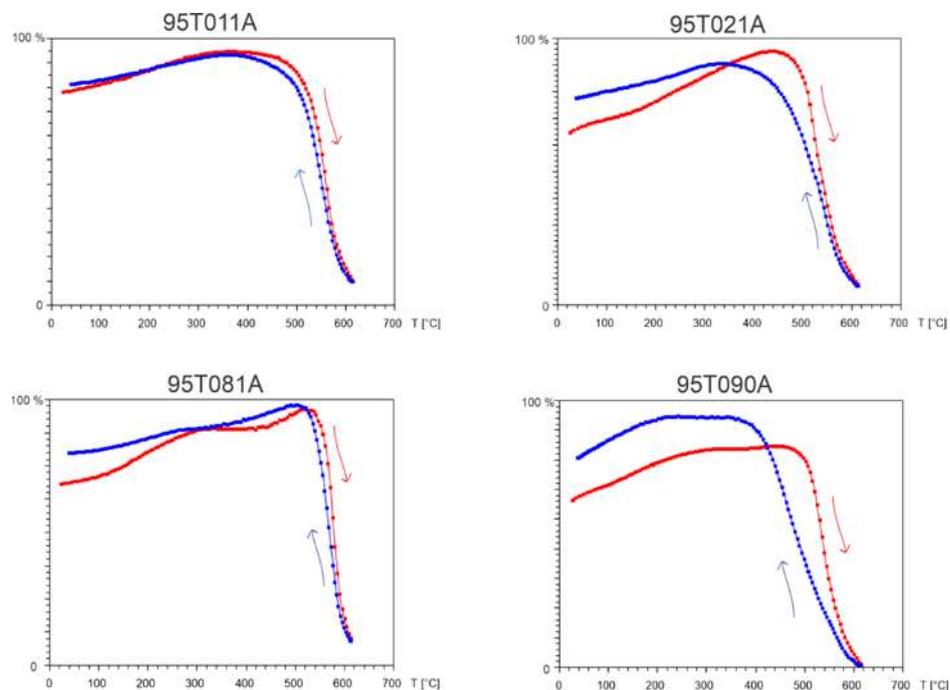


Figura 6.1. Curvas de susceptibilidad vs temperatura, las curvas de color rojo y azul indican el comportamiento durante el calentamiento y enfriamiento respectivamente, y la susceptibilidad se muestra en porcentaje sobre el valor máximo.

6.2 Propiedades de remanencia

Posteriormente, se midió la magnetización remanente natural (NRM) a todas las muestras de cada flujo (95 en total, un espécimen por sitio). Las mediciones fueron realizadas utilizando un magnetómetro de giro AGICO JR-5 (Figura 5.4) en las instalaciones del Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural LINMA de la UNAM. Se observa una ligera dispersión en las direcciones de las MRN mientras que luego de aplicar 20mT en el proceso de magnetización, las direcciones coinciden con las direcciones características ChRM.

6.3 Determinación de paleodirecciones

Previo a la realización de los tratamientos magnéticos y con la finalidad de reducir los efectos de la magnetización viscosa, se colocaron las muestras dentro de un blindaje magnético durante 15 días.

Se desmagnetizaron de ocho a diez muestras por sitio mediante la aplicación de campos alternos. Los valores de la intensidad de los campos aplicados fueron desde los 5mT hasta los 85mT, en algunos casos el campo aplicado llega hasta los 90mT con incrementos graduales que varían entre 2mT, 5mT y 10mT. Después de cada incremento del campo aplicado se mide la remanencia presente en las muestras con el magnetómetro. Este proceso se realizó empleando un desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5.

Según el comportamiento que presentan las muestras durante la desmagnetización se clasificaron en tres tipos.

1. Tipo 1: El 20% de las muestras exhiben un solo comportamiento unidireccional estable con tendencias al origen de coordenadas en los diagramas de Zijderveld, (1969), como se muestra en la figura 6.2 muestras 95T037A y 95T074A. Las muestras de este tipo se desmagnetizaron de un 80 a 90%, observándose una sola componente principal.
2. Tipo 2: El 70% de las muestras presentan la existencia de dos componentes magnéticas, una de ellas de baja coercitividad que fue fácilmente removida durante los primeros pasos de desmagnetización aplicando campos entre 10 a 20mT, como se muestra en la figura 6.2

muestras 95T015A y 95T050A. Las muestras de este tipo se desmagnetizaron perdiendo desde un 50% hasta 80% de la intensidad de su magnetización original, lográndose identificar la componente de magnetización característica ChRM.

3. Tipo 3: En el 10% de las muestras se aprecia un comportamiento errático durante los tratamientos magnéticos por lo que no fue posible determinar las componentes de la magnetización remanente característica ChRM.

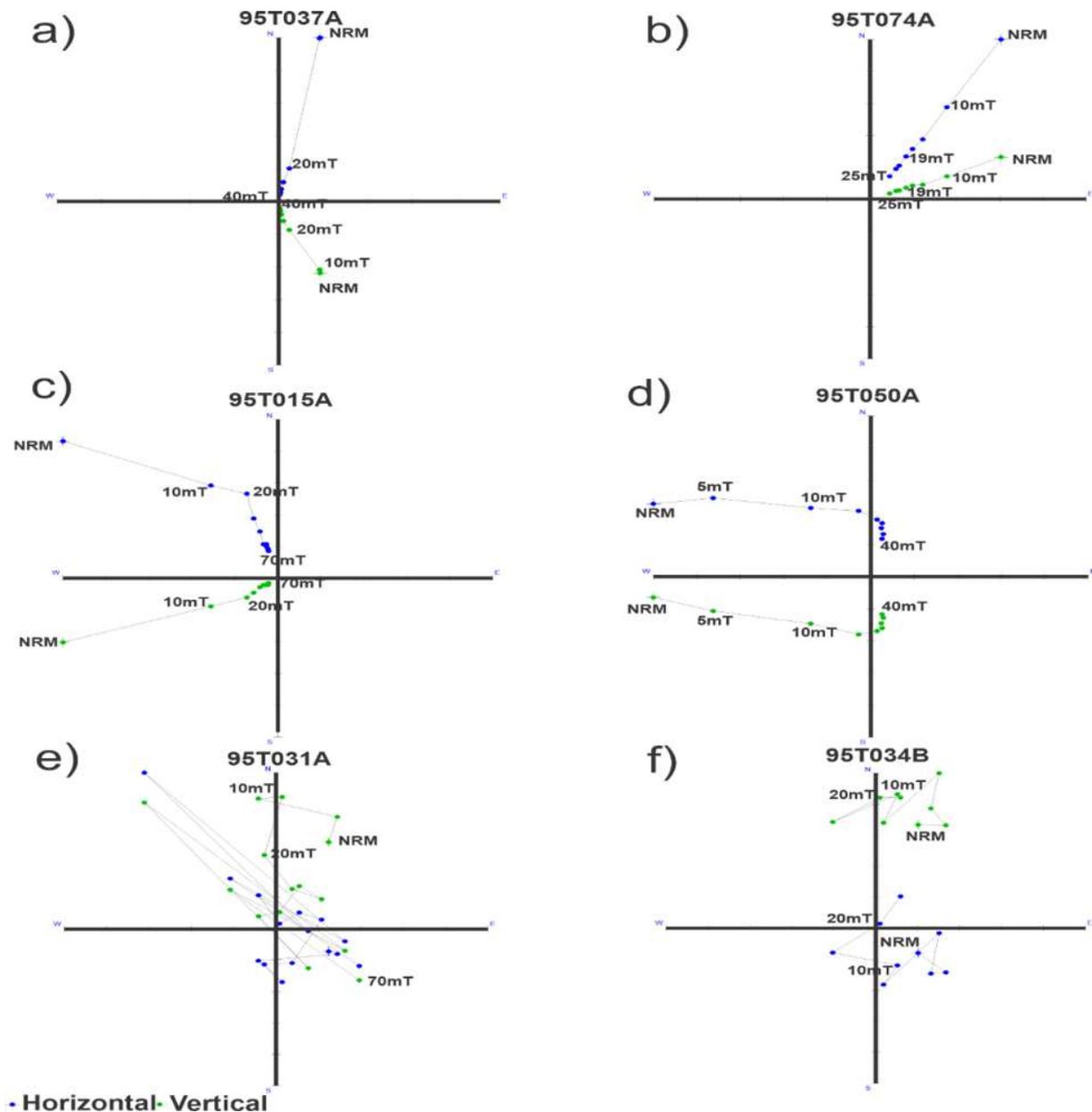


Figura 6.2. Diagramas ortogonales de desmagnetización mediante campos alternos. Los números se refieren al valor pico del campo aplicado en cada paso de la desmagnetización medida en mT.

La dirección de la magnetización se determinó utilizando el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980) utilizando de 5 a 10 puntos para el análisis de la componente principal. Posteriormente, se promediaron las direcciones por unidad estudiada (sitio) y mediante la estadística de Fisher se obtuvieron los principales parámetros como se muestra en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1. Direcciones promedio de la remanencia característica de cada sitio. Lat. y Long. Son la latitud y longitud geográfica respectivamente. Dec, Declinación; Inc, Inclinación; k y α_{95} , parámetros de precisión y radio del cono de 95% confianza de estadística de Fisher. N, número de muestras tratadas; n, número de especímenes utilizados en el cálculo; VGP Lat. y VGP Long. Latitud y longitud del polo geomagnético virtual asociado a cada sitio.

Tabla de paleodirecciones												
SITIO	LAT. (°N)	LONG. (°E)	EDAD Ma	DEC. (°)	INC. (°)	α_{95} (°)	n/N	R	K	VGP LAT	VGP LONG	POL.
TCP-06	19.056	-101.492	0.34 ± 0.04 Ma	351.9	36.1	8.3	7/8	6.89	53.66	82.3	177.1	N
TCP-07	19.094	-101.561	0.38 ± 0.01 Ma	350.5	45.7	4.3	8/8	7.96	167.5	78.1	212.8	N
TCP-05	19.121	-101.475	0.40 ± 0.07 Ma	357.5	33.0	9.9	7/8	6.84	38.35	87.4	143.4	N
TCP-03	19.004	-101.378	0.51 ± 0.04 Ma	339.1	15.4	5.8	8/8	7.92	92.0	66.8	142.6	N
TCP-10	19.189	-101.648	0.53 ± 0.01 Ma	266.2	-11.5	9.2	5/8	4.94	70.18	-5.48	164.1	IR
TCP-08	19.121	-101.531	0.59 ± 0.44 Ma	356.9	42.7	4.6	8/8	7.95	143.3	83.7	232.0	N
TCP-04	19.109	-101.429	0.60 ± 0.05 Ma	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
TCP-02	19.240	-101.454	0.62 ± 0.03 Ma	340.7	15.0	8.8	8/8	7.83	40.16	68.0	139.4	N
TCP-01	19.237	-101.527	0.78 ± 0.02 Ma	160.5	-47.5	3.2	8/8	7.98	291.0	-69.9	20.0	R
TCP-11	19.167	-101.569	0.96 ± 0.07 Ma	147.2	11.8	4.9	8/8	7.95	129.8	-49.1	313.8	IN
TCP-09	19.335	-101.474	0.98 ± 0.06 Ma	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA

En total se lograron obtener direcciones promedio para 9 sitios (flujos), los valores encontrados para α_{95} son menores a 6° en 5 casos y 4 casos con un α_{95} mayores a 6° pero inferiores a 10°, los valores de los parámetros k varían desde 38.35 hasta 291 en los sitios donde fue posible obtener las direcciones. En el sitio TCP-09 no se pudo determinar la dirección promedio ya que las direcciones individuales de la muestra no mostraron un agrupamiento estadístico válido. Las muestras provenientes del sitio TCP-04 mostraron un comportamiento errático durante los tratamientos magnéticos, por lo que tampoco fue posible obtener su dirección promedio (ver tabla 1). En la figura 6.3 se presentan diagramas de igual área de las paleodirecciones de cada flujo.

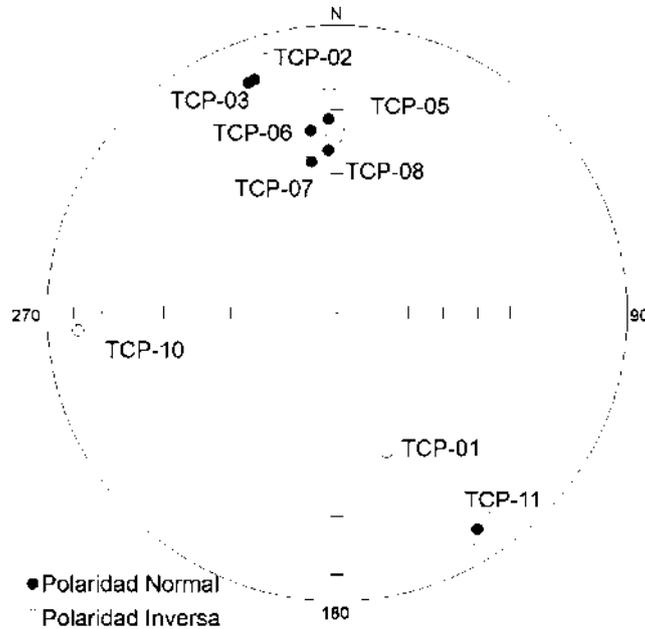


Figura 6.3. Direcciones paleomagnéticas promedio de cada flujo y su respectivo círculo de 95% de confianza. Los círculos de color negro y blanco indican la polaridad normal e inversa, respectivamente.

Luego de obtener los promedios individuales, se aplicó la estadística de Fisher (1956) para obtener el promedio global del área de estudio. Para distinguir las polaridades intermedias de las de polaridad bien definida, se realizó una selección aplicando un ángulo de corte de 45° , resultando entonces una dirección promedio de $D = 348.8^\circ$, $I = 31.6^\circ$, $\alpha_{95} = 12.5^\circ$, $N = 6$. En la figura 6.4 se muestran las paleodirecciones de cada flujo de las polaridades normales y su promedio de los flujos.

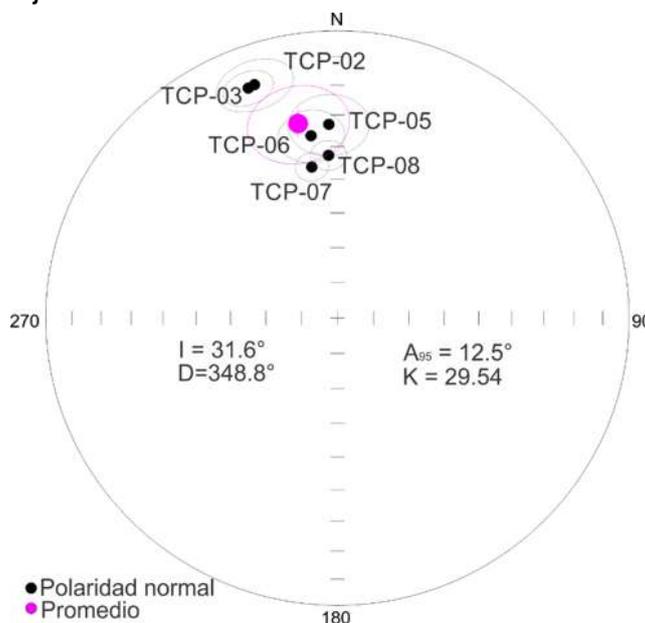


Figura 6.4. Proyecciones de igual área de las paleodirecciones de los flujos de polaridad normal y el promedio. Los círculos de color negro indican la polaridad normal y el círculo de color rosa indica el promedio.

Capítulo VII. Discusión

7.1 NRM y Tratamientos magnéticos

En las mediciones de la Magnetización Remanente Natural (NRM por sus siglas en inglés) se observó que las muestras en algunos casos presentan una pequeña dispersión en las direcciones en etapas iniciales de desmagnetización, lo cual indica la existencia de una magnetización secundaria posiblemente de origen viscoso es decir que las rocas adquirieron una magnetización débil en la cual estuvieron expuestos a campos magnéticos externos durante un periodo de tiempo largo.

En los resultados de susceptibilidad magnética de los sitios analizados se observó que la mayoría de las muestras exhiben una sola fase ferromagnética con portadores magnéticos de titanomagnetitas con bajo contenido en titanio de alta estabilidad térmica y prácticamente reversibles. Mientras que en algunos casos la reversibilidad fue moderada, debido a alteraciones fisicoquímicas que la muestra pudo haber sufrido durante el calentamiento.

Observando los resultados obtenidos, podemos afirmar que la desmagnetización mediante campos alternos fue efectiva en gran medida, ya que solo en dos sitios no se pudo encontrar la magnetización característica. En las muestras donde se observó un comportamiento errático se puede deducir que el sitio de muestreo pudo haber sido impactado por rayos adquiriendo una remagnetización y afectando la magnetización característica (ver figura 6.2 muestra 95T031A Y 95T034B).

Después de analizar la estadística de las muestras (análisis de componentes principales) donde se obtuvo la dirección promedio en este caso nueve, los sitios tienen un $k \geq 38.5$, lo cual indica que hay una baja dispersión en los datos por sitio. De las nueve determinaciones, 6 tienen polaridad normal y por su edad se puede afirmar que corresponden al cron de polaridad normal Brunhes; dos casos resultaron con polaridad intermedia, de los cuales un caso corresponde al cron de polaridad normal Brunhes y otro caso al cron de polaridad inversa Matuyama; finalmente, en un sitio se encontró una polaridad invertida que corresponde también al cron Matuyama.

7.2 Polos geomagnéticos virtuales

La posición geográfica del polo paleomagnético promedio de los seis sitios calculados con polaridad normal fue de $VGPlat = 79.1^\circ N$, $VGPlong = 160.2^\circ E$, $A_{95} = 11.2^\circ$, $N = 6$. Al comparar esta posición del polo con las posiciones esperadas, según las curvas sintéticas de deriva polar aparente (APWP siglas en inglés) obtenidas para América del Norte por (Besse y Courtillot, 2002) y la de Torsvik *et al.*, (2008) calculadas mediante una ventana de tiempo de 5 Ma (figura 6.5), se observa la posición del polo geomagnético encontrado en este estudio. A pesar de su dispersión más alta (11.2°) se ajusta bien a lo esperado en ambas recopilaciones, lo que indica que se ha promediado adecuadamente el campo geomagnético y que no se han presentado alteraciones tectónicas regionales significativas desde el emplazamiento de los flujos.

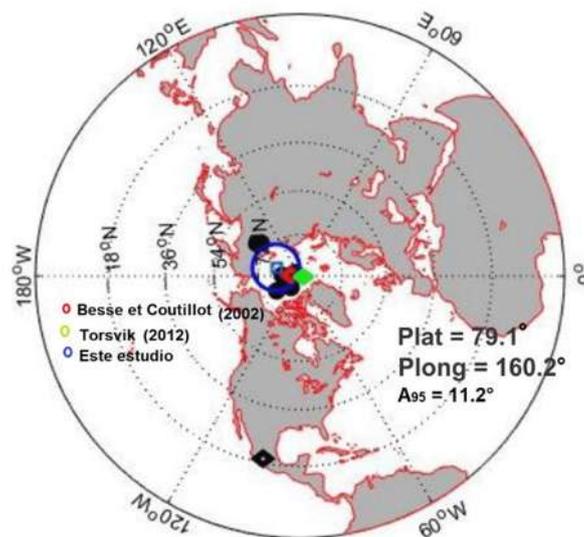


Figura 6.5. Posición del polo geomagnético virtual (PGV). En color azul se muestra el promedio obtenido en este estudio, el color verde indica el promedio de Torsvik *et al.*, (2012) y el de color rojo es el promedio de Besse y Courtillot (2002).

7.3 Correlación estratigráfica

A partir de los resultados de las polaridades magnéticas encontradas (tabla 6.1) y tomando en cuenta las edades radiométricas disponibles de las unidades estudiadas publicadas por Guilbaud *et al.* (2012), se hizo una correlación con la escala de polaridad geomagnética (GPTS) publicada por Laj y Chanell *et al.* (2007) y Cande y Kent (1995) (figura 6.7). Se observa que existe una correlación

en los sitios con polaridad normal bien definida y se ubican dentro del cron de Brunhes (polaridad normal) sitios TCP-06, TCP-07, TCP-05, TCP-03, TCP-08 Y TCP-02. En el caso del sitio TCP-10, el cual de acuerdo a su edad se ubica también dentro del cron Brunhes ($0.53 \pm 0.01\text{Ma}$), se esperaba que tuviera una polaridad normal, sin embargo, este produjo una dirección de polaridad intermedia (ángulo de corte de 45° considerando la paleolatitud de VGP). Si se considera la incertidumbre angular de nuestra determinación, esto se puede interpretar como un registro del evento de polaridad inversa conocido como *Calabrian Ridge* (CR2), fechado entre los 515 a 525 ka (ver Langereis *et al.*, 1997). De ser este el caso sin duda es un hallazgo con relevancia paleomagnética, aunque a falta de otras determinaciones independientes a estas, se le considera de carácter preliminar.

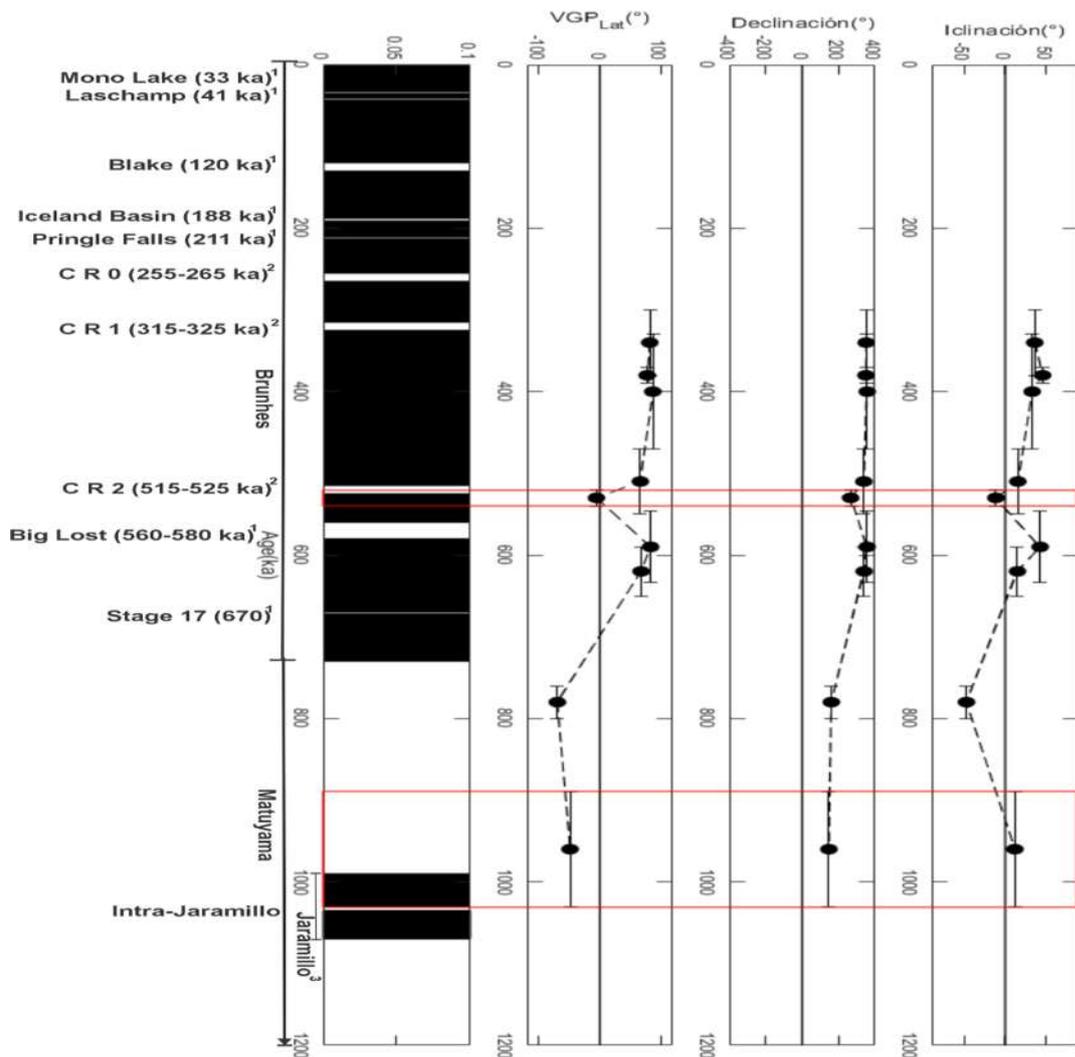


Figura 6.7. Correlación de la escala de polaridad. 1 referencia de Laj y Channell, (2007). 2 referencia de Langereis *et al.*, (1997). 3 referencia de Cand y Kent, (1995).

Dentro de los sitios que pertenecen al cron de polaridad Invertida Matuyama, en el sitio TCP-01 ($0.78 \pm 0.02\text{Ma}$) se encontró una polaridad invertida bien definida, por lo que ésta se ajusta bien con lo esperado. En el caso del sitio TCP-11 ($0.96 \pm 0.07\text{ Ma}$), éste produjo una polaridad transicional. De acuerdo con su edad y de nueva cuenta considerando la incertidumbre en la determinación del polo y la determinación de la edad, podría asociarse con el evento geomagnético conocido como Jaramillo (Cande y Kent, 1995), el cual fue fechado con una edad de 0.99-1.07 Ma.

El evento Jaramillo fue descubierto por primera vez por Doell y Dalrymple, (1966) en rocas volcánicas de la Caldera de Valles (Santa Fe, Nuevo México), quienes lo fecharon con una edad de $\sim 0.9\text{ Ma}$. Este evento se ha documentado ampliamente ya que se ha observado en distintos entornos geológicos, como en sedimentos, secuencias volcánicas, lacustres, marinas, etc. Por lo que se considera que se trata de un evento de naturaleza global (Jacobs, 1994). Estudios paleomagnéticos resumidos por Mankinen y Dalrymple, (1979) le asocian una edad de 900-970 ka por lo que se puede sugerir que la polaridad intermedia-normal encontrada pudiera ser incluso un precursor del Subcron Jaramillo de acuerdo con estos autores.

Maciel *et al.* (2014), documentaron por primera vez una evidencia de la excursión Intra-Jaramillo en las rocas volcánicas del CVMG en el área de Tacámbaro, la muestra tiene una edad de $1.03 \pm 0.02\text{ Ma}$ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver Guilbaud *et al.*, 2012). Comparando la paleodirección intermedia normal con la evidencia de Maciel *et al.* (2014), y con la escala de polaridad magnética de Laj y Chanell (2007), se puede establecer en el escenario más conservador que la polaridad geomagnética encontrada para el sitio TCP-11 pudiera ser un registro de la transición del evento Intra-Jaramillo hacia el Subcron de polaridad normal Jaramillo fechado en $\sim 1.048\text{ Ma}$ (ver Laj y Chanell, 2007).

Capítulo VIII. Conclusiones

Se realizaron experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas provenientes de 11 sitios con edades entre 340 y 980 ka del área de Tacámbaro-Puruarán, pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG), México.

Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas k-T) muestran en la mayoría de las muestras una sola fase ferromagnética con temperaturas de Curie cercanas a los 570°C, la cual es compatible con titanomagnetita con bajo contenido en titanio y alta estabilidad térmica.

Fue posible aislar la dirección promedio ChRM de las muestras provenientes en los nueve sitios estudiados, de los cuales seis tienen polaridad normal, dos tienen polaridad intermedia y un caso corresponde al cron de polaridad inversa.

Luego de descartar a las polaridades intermedias, se calculó el promedio paleomagnético, resultando una dirección de $D = 348.8^\circ$, $I = 31.6^\circ$, $\alpha_{95} = 12.5^\circ$. La cual corresponde a un polo geomagnético de $VGPlat = 79.1^\circ N$, $VGPlong = 160.2^\circ E$, $A_{95} = 11.2^\circ$, $N = 6$. Al comparar esta posición del polo con las posiciones esperadas, según las curvas sintéticas de deriva polar aparente, se observa que se ajusta con lo esperado, lo que indica que se ha promediado adecuadamente el campo geomagnético y que no se han presentado alteraciones tectónicas regionales significativas desde el emplazamiento de los flujos.

Con base en las edades radiométricas publicadas de los sitios estudiados, es posible establecer de forma preliminar una secuencia de polaridades geomagnéticas la cual se ajusta, dentro de sus incertidumbres, con la escala de polaridades geomagnéticas (GPTS) publicadas por Laj y Chanell (2007) y Cande y Kent (1995). Se observa que existe una correlación en los sitios con polaridad normal bien definida y se ubican dentro del cron Brunhes los sitios TCP-06, TCP-07, TCP-05, TCP-03, TCP-08, TCP-02. Del mismo modo, en el sitio TCP-01 ($0.78 \pm 0.02 Ma$) se encontró una polaridad invertida bien definida la cual corresponde con lo esperado según la escala de polaridades.

En el caso del sitio TCP-10 (0.53 ± 0.01 Ma), se produjo una dirección de polaridad intermedia-reversa (ángulo de corte de 45°), la cual se puede interpretar de forma preliminar como un registro del evento de polaridad inversa conocido como *Calabrian Ridge* (CR2), fechado entre 515 y 525 ka.

Con respecto al sitio TCP-11 (0.96 ± 0.07 Ma), este produjo una polaridad intermedia-normal y de acuerdo con su edad puede asociarse con el evento geomagnético conocido como Jaramillo, o pudiera ser incluso un registro de la transición del evento Intra-Jaramillo hacia el subcron de polaridad normal Jaramillo.

Estos hallazgos sugieren que las rocas estudiadas registraron el comportamiento real del campo geomagnético, por lo que los resultados obtenidos representan una valiosa aportación para estudiar sus variaciones en el pasado.

Bibliografía

Allan, J. F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 473-485.

Arfken, G. B., & Weber, H. J. (1999). *Mathematical methods for physicists*.

Basavaiah, N. (2012). *Geomagnetism: solid earth and upper atmosphere perspectives*. Springer Science & Business Media.

Baksi, A. K. (1994). Concordant sea-floor spreading rates obtained from geochronology, astrochronology and space geodesy. *Geophysical research letters*, 21(2), 133-136.

Besse, J., & Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM-6.

Butler, R. F., & Paleomagnetism, P. (1992). *Magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell.

Butler, R. F. (1998). Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. *Electronic edition*, 23.

Cande, S. C., & Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6093-6095.

Carmichael, I. S., Frey, H. M., Lange, R. A., & Hall, C. M. (2006). The Pleistocene cinder cones surrounding Volcán Colima, Mexico re-visited: eruption ages and volumes, oxidation states, and sulfur content. *Bulletin of Volcanology*, 68(5), 407-419.

Constable, C. G., & Parker, R. L. (1988). Smoothing, splines and smoothing splines; their application in geomagnetism. *Journal of Computational Physics*, 78(2), 493-508.

Cox, A., Doell, R. R., & Dalrymple, G. B. (1964). Reversals of the earth's magnetic field. *Science*, 144(3626), 1537-1543.

Channell, J. E. T. (1999). Geomagnetic paleointensity and directional secular variation at Ocean Drilling Program (ODP) Site 984 (Bjorn Drift) since 500 ka: comparisons with ODP Site 983 (Gardar Drift). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B10), 22937-22951.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.

Doell, R. R., & Dalrymple, G. B. (1966). Geomagnetic polarity epochs: A new polarity event and the age of the Brunhes-Matuyama boundary. *Science*, 152(3725), 1060-1061.

Dunlop, D. J. (1995). Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2161-2174.

Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquaré, G., Vaggelli, G., 1994, A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional*, 33, 107-123.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M., & Manetti, P. (2000). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 161-185.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., & Norato-Cortez, T. (2005). Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: Digital Geosciences, Universidad Nacional Autónoma de México.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

Frey, H. M., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2004). Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 259-276.

García-Ruiz, R., Goguitchaichvili, A., Loera, H. L., Cervantes-Solano, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Morales-Contreras, J., ... & Rosas-Elguera, J. (2017). Paleomagnetism and aeromagnetic survey from Tancitaro volcano (Central Mexico)-paleo-secular variation at low latitudes during the past 1 Ma. *Geofísica internacional*, 56(3), 287-304.

Garduño-Monroy, V. H., Corona-Chávez, P., Israde-Alcántara, I., Mennella, L., Arreygue, E., Bigioggero, B., & Chiesa, S. (1999). Carta geológica de Michoacán. 1: 250,000. *Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Mexico*, 111.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., & Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112.

- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of volcanology*, 74(5), 1187-1211.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W., & Lourens, L. J. (2004). A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2), 83-100.
- Granados, H. D., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., & Ban, M. (1995). Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional*, 34(3), 341-352.
- Glatzmaiers, G. A., & Roberts, P. H. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377(6546), 203-209.
- Gubbins, D. (1999). The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophysical Journal International*, 137(1), F1-F3.
- Guo, B., Zhu, R., Florindo, F., Ding, Z., & Sun, J. (2002). A short, reverse polarity interval within the Jaramillo subchron: evidence from the Jingbian section, northern Chinese Loess Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B6), EPM-2.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1985). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. (1987). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.
- Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2), 13-31.
- Hillhouse, J., & Cox, A. (1976). Brunhes-Matuyama polarity transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(1), 51-64.
- Jacobs, J. A., & Jacobs, J. A. J. (1994). *Reversals of the Earth's magnetic field* (Vol. 63). Cambridge University Press.
- Kellogg, O. D. (1953). *Foundations of potential theory* (Vol. 31). Courier Corporation.
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.
- Kuang, W., & Bloxham, J. (1997). An Earth-like numerical dynamo model. *Nature*, 389(6649), 371-374.

- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007, Geomagnetic excursions, Kono M., (ed.) *Treatise on Geophysics*, v. 5, Geomagnetism: Amsterdam, Elsevier, 373-416.
- Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J. E., & Beer, J. (2000). North Atlantic palaeointensity stack since 75ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1768), 1009-1025.
- Laj, C., Kissel, C., & Roberts, A. P. (2006). Geomagnetic field behavior during the Iceland Basin and Laschamp geomagnetic excursions: A simple transitional field geometry?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3).
- Langereis, C. G., Dekkers, M. J., De Lange, G. J., Paterne, M., & Van Santvoort, P. J. M. (1997). Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophysical Journal International*, 129(1), 75-94.
- Lanza, R., Meloni, A., & Tema, E. (2005). Historical measurements of the Earth's magnetic field compared with remanence directions from lava flows in Italy over the last four centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 148(1), 97-107.
- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). *The Earth's magnetism* (Vol. 280). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lewis-Kenedi, C. B., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2005). The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes, and relative proportions of lava types. *Bulletin of Volcanology*, 67(5), 391-414.
- Lund, S. P., Williams, T., Acton, G. D., Clement, B., & Okada, M. (2001). 10. Brunhes Chron Magnetic Field Excursions Recovered from Leg 172 Sediments.
- Maciel Peña, R., Goguitchaichvili, A., Garduño Monroy, V. H., Ruiz Martinez, V. C., Aguilar Reyes, B., Morales, J., ... & Urrutia-Fucugauchi, J. (2009). Paleomagnetic and rock-magnetic survey of Brunhes lava flows from Tancitaro volcano, Mexico. *Geofísica internacional*, 48(4), 375-384.
- Maxwell, J. C. (1881). *A treatise on electricity and magnetism* (Vol. 1). Clarendon press.
- Malin, S. C. R., & Bullard, E. (1981). The direction of the Earth's magnetic field at London, 1570-1975. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 299(1450), 357-423.
- Mankinen, E. A., & Dalrymple, G. B. (1979). Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5 my BP. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B2), 615-626.
- Merrill, R. T., & McFadden, P. L. (1994). Geomagnetic field stability: Reversal events and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 57-69.

Merrill, R. T., M.W. McElhinny y P.L. McFadden (1998). *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core and The Deep Mantle* Academic Press, San Diego, California.

Merrill, R. T., & McFadden, P. L. (1999). Geomagnetic polarity transitions. *Reviews of Geophysics*, 37(2), 201-226.

Michalk, D. M., Böhnell, H. N., Nowaczyk, N. R., Aguirre-Diaz, G. J., López-Martínez, M., Ownby, S., & Negendank, J. F. (2013). Evidence for geomagnetic excursions recorded in Brunhes and Matuyama Chron lavas from the trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 2648-2669.

Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., ... & Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513-535.

Muñoz, J. B. Leyes de Maxwell.

McFadden, P. L., & McElhinny, M. W. (1988). The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(1-2), 161-172.

McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. (1998). *The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle* (Vol. 63). Academic Press.

McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. (1999). *Paleomagnetism: continents and oceans*. Elsevier.

McElhinny, M. W., & McFadden, P. I. (2000). Chapter Two—Rock Magnetism. *Paleomagnetism; Academic Press: Cambridge, MA, USA*, 73, 31-77.

Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., & Harakal, J. E. (2013). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1).

O'Reilly, W. (1984). Rock and mineral magnetism.

Ownby, S., Granados, H. D., Lange, R. A., & Hall, C. M. (2007). Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, 40Ar/39Ar constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1-2), 1-14.

Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., & Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1-4), 353-364.

Pasquaré, G., Ferrari, L., Covelli, P., & De Agostini, G. (1991). *Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico*. Geological Society of America.

Peña, R. M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Sánchez-Bettucci, L., Morales, J., Reyes, B. A., ... & Calvo-Rathert, M. (2011). Plio-Pleistocene paleomagnetic record from the Michoacán-Guanajuato monogenetic volcanic field (Western Mexico). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55(2), 311-328.

Peña, R. M., Goguitchaichvili, A., Guilbaud, M. N., Martínez, V. C. R., Rathert, M. C., Siebe, C., ... & Morales, J. (2014). Paleomagnetic secular variation study of Ar–Ar dated lavas flows from Tacambaro Area (Central Mexico): possible evidence of Intra-Jaramillo geomagnetic excursion in volcanic rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 229, 98-109.

Reitz, J. R., & Milford, F. J. (1969). Fundamentos de la teoría electromagnética.

Roberts, A. P. (2008). Geomagnetic excursions: knowns and unknowns. *Geophysical Research Letters*, 35(17).

Rodríguez, S. R., Morales-Barrera, W., Layer, P., & González-Mercado, E. (2010). A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 149-166.

Sagnotti, L. (2014). Nuevos datos de la última inversión del campo magnético terrestre. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 22(2), 188.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. D. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14(6), 1339-1350.

Singer, B. S., Hoffman, K. A., Chauvin, A., Coe, R. S., & Pringle, M. S. (1999). Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: Toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B1), 679-693.

Stacey, F. D., & Banerjee, S. K. (1974). The physical principles of the rock magnetism. The physical principles of the rock magnetism., by Stacey, FD; Banerjee, Subir K. Amsterdam, New York, Elsevier Scientific Pub. Co., 1974. Developments in solid earth geophysics; v.5.

Singer, B. S., Relle, M. K., Hoffman, K. A., Battle, A., Laj, C., Guillou, H., & Carracedo, J. C. (2002). Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM-7.

Tauxe, L. (1998). *Principios y práctica paleomagnética* (Vol. 17). Springer Science & Business Media.

Tauxe, L. (2006). *Paleomagnetic principles and practice* (Vol. 17). Springer Science & Business Media.

Tauxe, L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. Univ of California Press.

Tauxe, L., & Kent, D. V. (2004). A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar?.

Tarling, D. H. (2012). *Palaeomagnetism: principles and applications in geology, geophysics and archaeology*. Springer Science & Business Media.

Thouveny, N., & Creer, K. M. (1992). Geomagnetic excursions in the past 60 ka: Ephemeral secular variation features. *Geology*, 20(5), 399-402.

Torsvik, T. H., Müller, R. D., Van der Voo, R., Steinberger, B., & Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of geophysics*, 46(3).

Valet, J. P., Fournier, A., Courtillot, V., & Herrero-Bervera, E. (2012). Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. *Nature*, 490(7418), 89-93.

Wangsness, R. K. (1983). *Campos electromagnéticos*. Limusa,.