



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
(PALEOMAGNETISMO)

ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL CAMPO VOLCÁNICO EL PINACATE,
SONORA, MÉXICO

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
ALEJANDRO RODRÍGUEZ TREJO

TUTOR:

DR. LUIS MANUEL ALVA VALDIVIA (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. JESÚS ROBERTO VIDAL SOLANO (DEPTO. DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE SONORA)
DR. EDGARDO CAÑÓN TAPIA (DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA, CICESE)
DR. JUAN JULIO MORALES CONTRERAS (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)
DR. THIERRY CALMUS (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)

MÉXICO, D. F. JUNIO DE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A mis padres Alejandro y Magdalena,
y a mis hermanos Mariana y Ricardo,
Los amo*

Agradecimientos

A mi amada Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme realizar el sueño de desarrollarme como científico, por permitirme dar ese paso que desde muy pequeño pensé en dar, y por impulsarme día a día a potencializar mi curiosidad por el saber, y por brindarme la oportunidad de replicar mi conocimiento a todos mis estudiantes.

Al Instituto de Geofísica y al posgrado en ciencias de la Tierra, por abrirme sus puertas al conocimiento, y por darme la oportunidad de pertenecer a un gremio maravilloso de científicos de un gran nivel, y por todas las maravillosas experiencias que me permitió vivir.

Al proyecto de la DGAPA-UNAM IN108711: “Variaciones Temporales del Campo Geomagnético: desde variación secular hasta cambios de polaridad registrados en artefactos arqueológicos y rocas volcánicas”, que gracias al apoyo del Dr. Luis Manuel Alva Valdivia como responsable del proyecto se logró llevar a cabo este trabajo, y al proyecto Bilateral de Cooperación Internacional CONACyT-CNRS 105194 (México-Francia): “Fluctuaciones del campo magnético terrestre registrado en rocas volcánicas Cenozoicas de México”, con el Apoyo del Dr. Pierre Camps, como responsable del proyecto en Francia, dentro del laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier.

A la Facultad de Estudios Superiores Acatlán, por acogerme desde la licenciatura, y por darme las herramientas necesarias para sobresalir y seguir siempre adelante, y por permitirme volver a ese maravilloso recinto a transmitir conocimiento a las generaciones venideras.

Al CONACyT por apoyarme con una beca por 18 meses para darme sustento durante mis estudios de maestría.

Al COMECyT por apoyarme económicamente para la conclusión del presente trabajo.

Al Dr. Luis M. Alva Valdivia, por todo el apoyo, por darme sus conocimientos, su confianza y sobretodo su amistad, por tener siempre las palabras adecuadas para seguir y mejorar día a día, por tan buenos momentos y tan buenas charlas.

Al Dr. Jesús R. Vidal Solano por el enorme apoyo y sabiduría, por el gran conocimiento geológico que aportó a este trabajo y a mi formación como geocientífico, por su valiosa amistad y por el buen trato que siempre me ofreció.

Al Dr. Edgardo Cañón Tapia, quien siempre estuvo al pendiente del avance de mi trabajo, aportando ideas y comentarios que siempre enriquecieron mi camino, por brindarme su amistad, por tan buenas charlas y por todo el conocimiento y el apoyo brindado.

Al Dr. Thierry Calmus por el gran apoyo en el campo ofreciéndonos sus conocimientos de geología y experiencia que enriquecieron este trabajo, y por las observaciones y comentarios al mismo que hicieron que este mejorara aun mas.

Al DR. Juan Morales, quien aportó su visión y comentarios que lograron enriquecer este trabajo.

Al M. en C. José Antonio González Rangel, quien me dio todo su apoyo y amistad desde que llegué al posgrado, quien me enseñó un mar de conocimientos en geología y paleomagnetismo, me brindó su amistad y el buen consejo cuando lo necesite, por tantas maravillosas platicas y aventuras.

Al Dr. Pierre Camps, quien me brindó un gran apoyo durante mi estancia en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier, y durante sus visitas a México, así como el apoyo y atención que me brindó por el correo electrónico.

A los técnicos académicos Víctor Hugo Macías y Martín Espinosa, quienes me brindaron todo el apoyo y asesoría necesarias para trabajar en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica.

A mis compañeros de posgrado, por todas las aventuras vividas, tantas risas y platicas, por todo el conocimiento vertido en el campo: Erick Ramírez, Ahiram Monter, Edith Fuentes, Valerie Pompa, Sac-nicté Valadez, Karla Juárez, Fanis Abdullin, Valentina Shchepetilnikova, Fernando Núñez, Enrique Cárdenas, Phillip Robideaux, Osvaldo Montes, Leticia Millán, Gonzalo Cid, Alejandro Ortega, Alberto

García, Marcela Charles, Manuel Bravo, Paola, Sachenka Quiñones, Bethania Palacios, Elisa Santos, a todos gracias, y si omití alguno una disculpa.

Al personal de posgrado en ciencias de la tierra por el apoyo brindado, Dr Gustavo Tolson, Araceli, Laura, por siempre estar para apoyar y dar una solución.

A mis grandes amigos de toda la vida, quienes a lo largo de estos años siempre me dieron su apoyo y regaños cuando era necesario, que no me dejaron tirar la toalla y me impulsaron a seguir adelante: Juan Monter, Álvaro Ramírez, Armando Ramírez, Brito, Cristian Chavarria, Eli, Tavo, Be, EL Cuervo, Adriana Amaya, el Samy, Luis Eduardo, Claudia Valadez, y una enorme lista, a todos muchas gracias.

Y en especial, y mil gracias a mi familia, a mis padres Alejandro Rodríguez y Magdalena Trejo, por todo el amor, apoyo y motivación que siempre me dieron, por ser mi motor y mi fuente de inspiración, este trabajo, es por y para ustedes. A mis hermanos Mariana y Ricardo, por llenarme de apoyo, orgullo y amor, por no dejarme caer y por estar siempre conmigo en las buenas y en las malas, Rodriguito por darme esa luz de alegría, a mi abuela Juanita, por tanto amor y ternura que siempre me has dado, y a mi abuela María que me cuida desde el cielo. A mis tíos y a mis tías por estar ahí, apapachándome y echándome porras, a mis primos Oliver, Víctor, Marcos, Diego, por acompañarme en la travesía.

Y todas aquellas personas que son parte de mi vida, que de alguna u otra forma me han hecho llegar su amor y su apoyo, a todos ellos, muchas gracias....

Índice

Resumen

Capítulo 1. Introducción

1.1	Introducción y generalidades	1
1.2	Localización y vías de acceso	2
1.3	Metodología de trabajo	4
1.4	Antecedentes	5
1.5	Justificación del trabajo	6
1.6	Objetivos	
1.6.1	General	7
1.6.2	Específicos	7

Capítulo 2. Principios de Paleomagnetismo

2.1	El campo geomagnético	9
2.2	Magnetismo y geomagnetismo	9
2.2.1	Momento magnético	10
2.2.2	Magnetización	10
2.3	Modelo del Dipolo Geocéntrico y Axial	12
2.4	El Origen del Campo Geomagnético	13
2.5	El campo geomagnético actual	14
2.6	Variación Secular del campo geomagnético	16
2.7	Magnetismo de Rocas	17

2.7.1	Propiedades Magnéticas de Minerales	
2.7.2	Diamagnetismo	
2.7.3	Paramagnetismo	18
2.7.4	Ferromagnetismo	19
2.8	Tipos de magnetización y mineralogía magnética	20
2.8.1	Magnetización Remanente Natural NRM	20
2.8.2	Magnetización Remanente Térmica TRM	21
2.8.3	Magnetización Remanente Detrítica DRM	21
2.8.4	Magnetización Remanente Química CRM	22
2.8.5	Magnetización remanente viscosa VRM	22

Capítulo 3. Contexto Tectónico y Geológico

3.1	Evolución Tectónica	23
3.2	Contexto Geológico de la porción NW del estado de Sonora	24
3.2.1	Basamento	25
3.2.2	Volcanismo del Evento Neógeno <i>Pre-Pinacate</i>	26
3.2.3	Volcanismo Cuaternario evento Pinacate	28

Capítulo 4. Muestreo en campo y Experimentos de laboratorio

4.1	Muestreo en campo	30
4.2	Metodología de desmagnetización y lavado magnético	33
4.2.1	Desmagnetización térmica	34
4.2.2	Desmagnetización por campos alternos	35
4.3	Susceptibilidad en función de la Temperatura	37
4.4	Histéresis Magnética	40
4.5	Curvas Reversibles de Primer Orden FORC	43

4.6 Estadística en los estudios de paleomagnetismo	44
4.6.1 La distribución normal	45
4.6.2 La distribución Fisher	46
4.6.3 Direcciones medias	47
4.6.4 Dispersión de los datos	47
4.6.5 Límite de confianza	48
Capítulo 5. Resultados y discusión	
5.1 Propiedades magnéticas	49
5.1.1 Susceptibilidad vs Temperatura	49
5.1.2 Ciclo de histéresis	52
5.1.3 Diagrama de Day	54
5.1.4 Gráficos de FORC	55
5.2 Análisis direccional	56
5.2.1 Diagramas Ortogonales	57
5.2.2 Direcciones medias y VGP's	59
5.3 Variación paleosecular (PSV)	64
5.4 Paleointensidad Absoluta	66
Capítulo 6. Resultados y Conclusión	75
Bibliografía	86

Resumen

El presente trabajo tiene por objetivo reportar datos paleomagnéticos pertenecientes al Campo Volcánico El Pinacate (CVP), dentro de la *Reserva de la Biósfera de El Pinacate y desierto del Altar*, nombrado patrimonio de la humanidad por la UNESCO en 2013; se encuentra localizado en la porción NNO del estado de Sonora, en el municipio de Puerto Peñasco.

Para el trabajo experimental se colectaron en campo un total de 235 núcleos de roca, pertenecientes a 21 sitios, distribuidos a lo largo del campo volcánico, y pertenecientes a los dos eventos volcánicos característicos de la localidad, de los cuales el 75% de las muestras colectadas pertenecen al evento Cuaternario *Pinacate*, y el 25% restante al evento previo del Mioceno *Pre-Pinacate*. Las muestras de roca colectadas fueron esencialmente basaltos, andesitas basálticas, traquitas, dacitas y riolitas.

Para el análisis de propiedades magnéticas se llevaron a cabo 4 pruebas que comprenden: susceptibilidad magnética en función de la temperatura, en baja y alta temperatura, ciclos de histéresis, diagramas de curvas reversibles de primer orden (FORC) y adquisición de magnetización remanente isothermal (IRM), obteniendo diversos resultados que permiten hacer sugerencias respecto al tipo y proporción de minerales magnéticos contenidos en las muestras (i.e. titanomagnetitas con proporciones variadas de titanio y magnetita), así como el tipo de dominio magnético predominante en las muestras (en nuestro caso corresponde predominantemente a pseudo dominio simple (PSD)).

En el análisis paleodireccional y de variación paleosecular (PSV) se observó en la mayoría de los sitios un comportamiento unidireccional, presentando una componente direccional característica estable. Las direcciones magnéticas obtenidas presentan poca variación con respecto al valor esperado, y sin presencia de rotaciones tectónicas. Se obtuvo la dirección media para 22 sitios, de los cuales 19 de estos poseen una polaridad normal, 2 una polaridad inversa, y

uno se descartó, se realizó estudio de variación paleosecular (PSV) para 14 sitios, todos ellos pertenecientes al evento Cuaternario *Pinacate*.

Para el análisis de paleointensidad del campo geomagnético, se seleccionó un total de 48 especímenes pertenecientes a 11 sitios, en su mayoría relativos al evento *Pinacate*. El resultado final fue de un 20% de éxito en estas mediciones empleando el método Thellier-Thellier, modificado por Coe. Los valores obtenidos de paleointensidad se ajustan al valor esperado para el periodo de tiempo que abarca la actividad eruptiva del CVP, aportando datos nuevos para la región y para el mismo periodo de tiempo.

Capítulo 1. Introducción

1.1 Introducción y Generalidades

El Campo Volcánico El Pinacate (CVP), ubicado en la región NNO del estado de Sonora, en el municipio de Puerto Peñasco y localizado dentro de la *Reserva de la Biósfera del Pinacate y Gran Desierto del Altar*, es un lugar de amplio interés científico y turístico por su rica historia geológica y vulcanológica, además de auspiciar una enorme variedad de especies endémicas de flora y fauna que enriquecen y embellecen el lugar, atrayendo cada día más personas de diferentes áreas del conocimiento interesadas en realizar investigación en la región. Constituye un patrimonio invaluable para el Estado de Sonora y para el país.

La zona está conformada por un campo volcánico que cubre una superficie aproximada de 1500km², generado por una gran actividad eruptiva que inició con el volcán Santa Clara, y luego quedó rodeado por una gran cantidad de edificios volcánicos, derrames de lava y cráteres de tipo *Maar*, cubierto parcialmente por dunas móviles que se desplazan a lo largo del campo.

La descripción de los episodios volcánicos ocurridos en la zona comenzó con Lynch(1981), quien diferenció los eventos ocurridos en dos etapas distintas; la primera conocida como evento *Pre-Pinacate*, que tuvo lugar durante el Mioceno Medio a Tardío, aflora en una porción pequeña de la región fuera del escudo volcánico. El evento *Pre-Pinacate* está caracterizado por derrames de lavas de composición calcoalcalina principalmente; la segunda etapa se refiere al volcanismo más reciente y que cubre la mayor parte de la zona, el episodio

volcánico conocido como el evento *Pinacate*. Este último tuvo lugar durante el Cuaternario, dicho evento ha sido objeto de diferentes investigaciones, en diferentes áreas del conocimiento; es característico por sus estructuras volcánicas y sus extensos flujos de lava que bordean la zona. Dado el tipo y la escasa vegetación que predomina en la zona, es posible observar con claridad cada una de sus formas y estructuras, lo que facilita el estudio y la diferenciación de los diversos episodios eruptivos, espectacular a la vista para científicos y excursionistas aficionados a la vulcanología.

El presente trabajo centra su atención principalmente en el estudio del paleomagnetismo de las rocas pertenecientes a diversos flujos de lava y productos volcánicos correspondientes al evento *Pinacate* principalmente, así como al evento *Pre-Pinacate*. Se busca obtener resultados de la Variación Paleosecular (PSV) y de la Paleointensidad del campo geomagnético en la región, los primeros en su tipo para la localidad.

1.2 Localización y Vías de Acceso

El CVP se encuentra ubicado en la porción NNO del Estado de Sonora, en el Municipio de Puerto Peñasco, cercano a los límites fronterizos con EEUU, pertenece a la reserva de la Biósfera de El Pinacate y Gran Desierto del Altar; delimitado por las coordenadas geográficas entre la latitud 31.072° N y 31.535° N, y longitud 113.747° W y 113.176° W; cubriendo una superficie aproximada de 1500 km^2 .

Para llegar al área de estudio, partiendo de la ciudad de Hermosillo, Sonora, es necesario tomar la carretera federal No. 15 con dirección a Santa Ana, posteriormente la carretera estatal No. 02 con dirección a la ciudad de Caborca, siguiendo por la carretera estatal No. 37 con destino en Puerto Peñasco y por último por la carretera federal No. 08 con dirección a Sonoyta, hasta llegar a la zona de la reserva natural protegida El Pinacate, ubicada a la altura del kilómetro 51, donde se ubica la estación biológica de la reserva, donde se lleva a cabo el registro de los visitantes para entrar a la reserva.

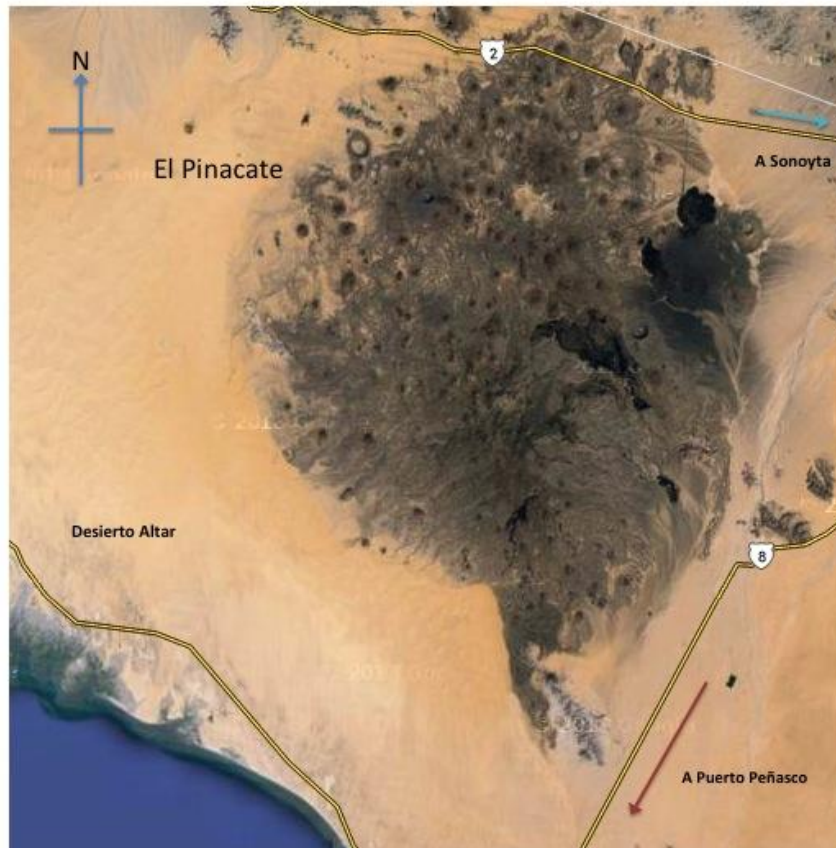


Figura 1.1 Localización del área de estudio.

1.3 Metodología de Trabajo

El presente trabajo se llevó a cabo en 4 etapas:

- i. Durante la primera etapa se efectuó la recopilación bibliográfica referente a estudios previos tanto en la localidad de El Pinacate, como en la porción NNO del estado de Sonora, así como del acervo de datos geocronológicos reportados previamente en la región, referentes a los dos eventos eruptivos del campo volcánico, información esencial para la planeación del estudio en campo y para la selección de los sitios potenciales para la colección de muestras de roca.
- ii. Durante la segunda etapa se llevó a cabo el trabajo de muestreo, que consistió en la recolección de muestras a lo largo del CVP, obteniendo 235 muestras, pertenecientes a 22 sitios, las cuales fueron orientadas y marcadas en el campo para su posterior trabajo en el laboratorio.
- iii. La tercera etapa de trabajo consistió en el procesamiento de las muestras en el laboratorio, llevando a cabo los experimentos magnéticos que corresponden al análisis del espectro de desmagnetización térmica y por campos alternos, análisis de las curvas reversibles de primer orden (FORC), histéresis magnética, análisis de susceptibilidad magnética en función de la temperatura y el cálculo de paleointensidad (Thellier and Thellier 1959). Así mismo se realizó la recopilación bibliográfica referente a estudios de paleomagnetismo similares realizados en diferentes localidades de México y el resto del mundo con el objetivo de establecer parámetros de

comparación de los resultados obtenidos y de los resultados esperados, así como para ampliar el conocimiento y la comprensión de nuestro estudio.

- iv. La cuarta y última etapa corresponde al análisis e interpretación de los resultados obtenidos de los experimentos de laboratorio, haciendo uso de software especializado.

1.4 Antecedentes

Las primeras observaciones realizadas en el área se remontan a finales del siglo XVIII, con las primeras expediciones realizadas por el Padre Eusebio Kino, quien logró identificar la existencia del gran campo volcánico en la región, dándole nombre al volcán Santa Clara, el más alto de la zona.

En tiempos más recientes se llevaron a cabo los primeros trabajos geológicos realizados por Ives (1935, y 1964), quien realizó un trabajo descriptivo general del campo volcánico, por ello una de las estructuras más extensas de la zona lleva su nombre, el *Flujo Ives*.

Posteriormente Gutmann (1976, 1979) en su tesis doctoral, centró su atención en la historia eruptiva del cráter *El Elegante*, realizando una caracterización de sus episodios eruptivos, de la geología y de la petrología de sus productos volcánicos, así como una cronología para las rocas más jóvenes, empleando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (Turrin y Gutmann, 2008). Más adelante realizó estudios relativos a la geología general del CVP (Gutmann y Sheridan, 1978) y llevó a cabo una

descripción de los ciclos y actividad eruptiva de los conos de ceniza y de su actividad tipo *estromboliana* (Gutmann, 1979).

Lynch (1981) en su tesis doctoral reporta datos sobre la geocronología del evento *Pinacate*, que tuvo lugar durante el Cuaternario, aportando edades determinadas por el método de K-Ar de diversos edificios volcánicos del campo, estableciendo el comienzo de la actividad volcánica con el volcán Santa Clara, reportando un rango de edad entre 1.7 y 1.1 Ma, y para el resto de las estructuras que bordean el escudo edades menores a los 1.2 Ma, incluida la datación de diversos derrames en el cráter el Elegante.

Vidal-Solano (1998, 2001 y 2005), en los trabajos realizados para su tesis de Licenciatura, Maestría y Doctorado, centró su investigación en el estudio del evento *Pre-Pinacate*, que tuvo lugar durante el Mioceno Temprano a Medio, y cuyos restos afloran en algunas localidades de las afueras del escudo volcánico, detallando el origen petrogenético de los productos de dicho evento.

1.5 Justificación del Trabajo

Los trabajos de geología y de caracterización de los diversos episodios volcánicos ocurridos en la zona durante el Mioceno medio y el Cuaternario han sido de gran utilidad para mejorar la comprensión sobre el origen del Campo Volcánico El Pinacate a través del tiempo, aportando datos geocronológicos y petrogenéticos, así como definiendo la relación existente entre los dos eventos volcánicos principales que han dado origen al CVP, elementos de gran importancia para llevar a cabo la realización del presente trabajo de tesis, ya que han permitido

establecer una relación espacio-temporal de las rocas localizadas en el área, fundamental para el trabajo de paleomagnetismo.

Por lo anterior, este trabajo representa la primera aportación en paleomagnetismo realizada en el Campo Volcánico El Pinacate, haciendo énfasis en estudios sobre Variación Paleosecular y Paleointensidad del campo geomagnético en el área. Esto aportará datos que permitirán conocer mejor el comportamiento del campo geomagnético durante ese periodo de tiempo.

1.6 Objetivos

1.6.1 General

Realizar un estudio de paleomagnetismo para el Campo volcánico El Pinacate, a fin de determinar la Variación Paleosecular (PSV) y la Paleointensidad (PI) del campo geomagnético, para el periodo que comprende al evento volcánico *Pinacate (Cuaternario)*, en la porción NNO del estado de Sonora, México.

1.6.2 Específicos

- I. Obtener una muestra representativa y distribuida de manera normal, en cuanto a ubicación geográfica y temporal de los sitios seleccionados para la colección de muestras en campo, a fin de obtener una mayor confiabilidad y certeza de la información obtenida en el laboratorio, y disminuir la incertidumbre generada por el análisis estadístico posterior.
- II. Conocer la naturaleza de la magnetización remanente natural de las muestras, y por medio de procesos de desmagnetización, obtener el vector de magnetización característico para cada espécimen.

-
- III. Obtener información sobre las propiedades magnéticas y mineralógicas de los portadores magnéticos que componen a las muestras obtenidas, a fin de establecer una relación con los resultados obtenidos de los diferentes tratamientos realizados en laboratorio.
 - IV. Cálculo de las direcciones medias características de cada sitio después de realizar el proceso de desmagnetización y en base a los criterios de calidad de cada una de las muestras evaluar los efectos de la variación paleosecular y sus respectivos polos paleomagnéticos.
 - V. Obtener el estimado correspondiente a la Paleointensidad absoluta del campo geomagnético para los sitios seleccionados, así como los valores de los Momentos Dipolares Axiales Virtuales (VADM's) para el campo volcánico El Pinacate, en el periodo de tiempo que abarcó su actividad eruptiva.

Capítulo 2: Principios de Paleomagnetismo

2.1 El Campo Geomagnético

El estudio del comportamiento del campo magnético de la tierra constituye uno de los aspectos más importantes del Paleomagnetismo, ya que con ello se busca describir y medir las variaciones de este en cuanto al tiempo y el espacio. Sin embargo comprender por completo el comportamiento y la dinámica del campo geomagnético resulta una tarea por demás complicada, que requiere una gran cantidad de cálculos matemáticos, así como de una gran capacidad de procesamiento y modelación computacional, que permitan la construcción de modelos que se acerquen a una visión integral del comportamiento del mismo.

Dado que el objeto de estudio principal del paleomagnetismo es el registro y descripción del campo geomagnético antiguo, es de gran importancia conocer el comportamiento y características del campo como lo vemos hoy en día, y así lograr una comprensión mas acertada del mismo.

2.2 Magnetismo y Geomagnetismo

El fenómeno físico del magnetismo, que es la base general de cualquier estudio geomagnético y por ende paleomagnético, se lleva a cabo desde la escala atómica, definiéndose este como el fenómeno físico por medio del cual se ejerce una fuerza de atracción o repulsión entre diversos materiales, por medio del flujo de partículas con cargas distintas.

2.2.1 Momento Magnético

El *momento dipolar*, o *momento magnético* M , se define como un par de cargas magnéticas (positiva y negativa), con una magnitud m , y separadas por una distancia infinitesimal, el vector l definido por la corriente, bajo la ecuación:

$$M = m l$$

Bien puede ser representado por un circuito eléctrico, definido por la siguiente ecuación:

$$M = I A n$$

Donde n es el vector unitario perpendicular al plano, y A es el área que forma dicho plano.

2.2.2 Magnetización

La *intensidad magnética*, ó *magnetización* J , de un material dado es igual al momento dipolar magnético por unidad de volumen. Se obtiene por medio de la suma de todos los momentos magnéticos en razón de su volumen, siendo así:

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{Volumen}}$$

Existen dos tipos de magnetización, la *magnetización inducida* J_i , la cual es adquirida por un material al aplicarle un campo magnético H :

$$J_i = \chi H$$

Donde χ es la *susceptibilidad magnética*, la cual puede definirse como la capacidad que tiene un material para adquirir una magnetización.

Además de la magnetización inducida, un material puede adquirir una *magnetización remanente* J_r , la cual actúa como un registro de los campos magnéticos más antiguos que se hayan registrado en dicho material. El estudio del paleomagnetismo está basado en la comprensión del cómo las rocas adquieren y mantienen una magnetización remanente, fenómeno que se tratará en detalle más adelante.

El campo geomagnético está definido por tres componentes principales: Inclinación I , Declinación D , Intensidad H , tal como se muestra en la Figura 1

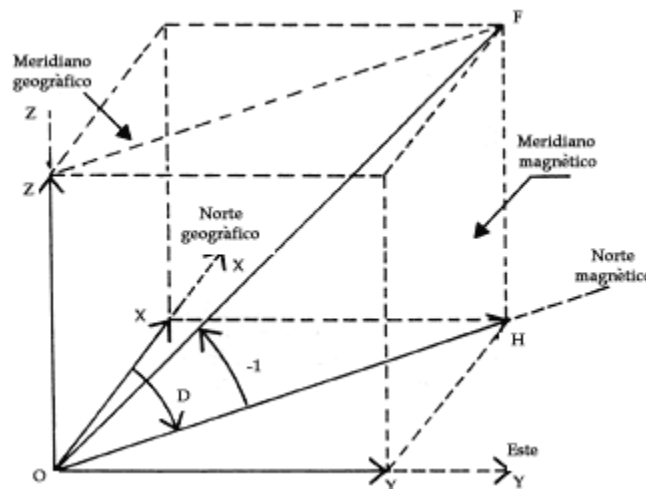


Figura 2.1 Componentes principales del campo geomagnético, Inclinación I , Declinación D , Intensidad H

2.3 Modelo del Dipolo Geocéntrico y Axial

Uno de los conceptos más importantes que definen la teoría del Paleomagnetismo, es el del Dipolo Geocéntrico y Axial (GAD) el cual asume un modelo de un campo magnético dipolar generado por un dipolo magnético, ubicado en el centro de la tierra que a su vez se encuentra alineado con el eje de rotación de la tierra.

Si bien este modelo no explica totalmente el comportamiento global del campo geomagnético, ya que al considerar a este como un dipolo, no incluye los efectos generados por las componentes no-dipolares, sin embargo es capaz de acercarlo a un 90% del comportamiento de este.

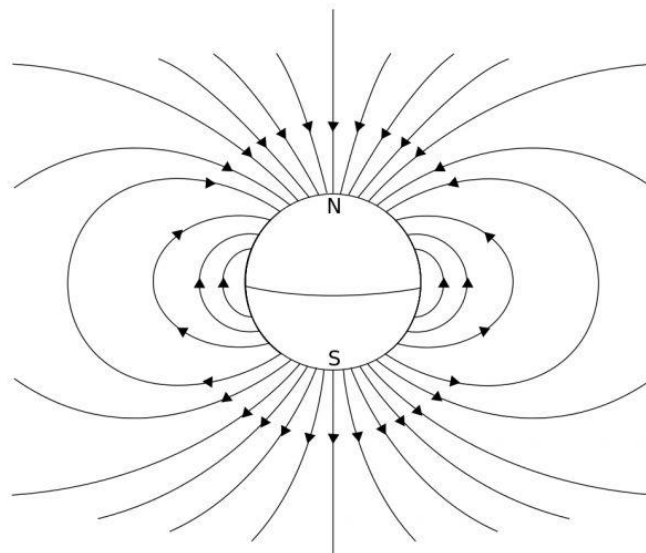


Figura 2.2 Representación del modelo de un dipolo geocéntrico y axial para el campo geomagnético de acuerdo a la polaridad actual, donde las líneas magnéticas parten del polo sur y se depositan en el polo norte magnético, cuasi alineado con el polo norte geográfico.

2.4 El Origen del Campo Geomagnético

La comprensión del comportamiento y variación, en el espacio y el tiempo del campo magnético de la tierra es sin lugar a dudas la piedra angular de todo trabajo de paleomagnetismo. Sin embargo, la comprensión integral del origen del mismo es por demás complicada, y hoy en día la concepción de dicho proceso resulta muy limitada, dada la escasa información con la que se cuenta sobre el comportamiento de la dinámica del núcleo interno y externo. No obstante existen modelos matemáticos y computacionales que involucran sistemas de ecuaciones magnetohidrodinámicas que buscan modelar los procesos que suceden en el núcleo y así obtener una configuración más aproximada del campo geomagnético.

El modelo que se ajusta mejor a la dinámica del campo geomagnético con respecto a su origen, es el de un *dínamo auto-excitado*, el cual en un plano teórico consiste mecánicamente en un disco de cobre, el cual gira alrededor de un eje conductor (Figura 2.3), por el que se hace circular una corriente eléctrica dada en dirección perpendicular al giro, y pasa a través de una bobina que se encuentra por debajo del disco de cobre, generando de esta manera un campo electromagnético que corre en la misma dirección que la corriente original, y a su vez retroalimenta directamente el circuito eléctrico, que seguirá generando el mismo campo siempre y cuando el disco continúe girando.

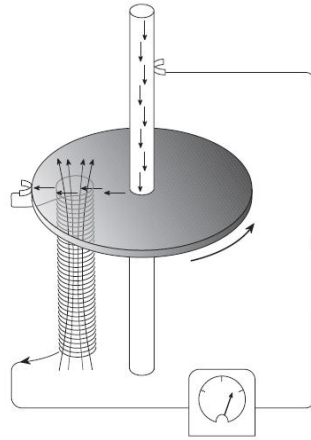


Figura 2.3 Analogía del campo geomagnético con un dínamo eléctrico, que genera un campo electromagnético al hacerlo girar y aplicándole un campo eléctrico dado.

Este modelo es consistente con el modelo del Dipolo Geocéntrico y Axial (GAD), ya que toma en cuenta la rotación de la tierra, y la conductividad entre el núcleo líquido y el núcleo sólido, que podrían ser suficientes para generar la retroalimentación necesaria para mantener el sistema activo, los flujos convectivos en el núcleo externo son suficientes para lograr una regeneración del campo magnético.

2.5 El campo geomagnético actual

El comportamiento del campo geomagnético actual se ajusta de manera muy cercana al modelo del Dipolo Geocéntrico y Axial, donde el ecuador magnético se encuentra muy cercano al ecuador geográfico ($I = 0^\circ$), donde las inclinaciones resultan negativas en el hemisferio sur, y positivas en el hemisferio norte. Sin embargo el comportamiento no es exactamente igual a este, pues los polos magnéticos ($I = \pm 90^\circ$) no están alineados completamente con los polos geográficos, lo que nos lleva a pensar que el modelo del GAD no resulta suficiente

para explicar el comportamiento del campo geomagnético, y resulta necesaria una mejor y mas detallada comprensión de los fenómenos que lo originan, así como de todas las variables que influyen en su dinámica. Si bien el modelo del GAD explica hasta en un 90% el comportamiento, este sigue siendo muy limitado en cuanto a la descripción e integración de los componentes no-dipolares del campo geomagnético, las cuales aportan las divergencias del campo magnético de la tierra con el modelo de un dipolo alineado con el eje de rotación terrestre, modificando la percepción que se pudiera tener del mismo.

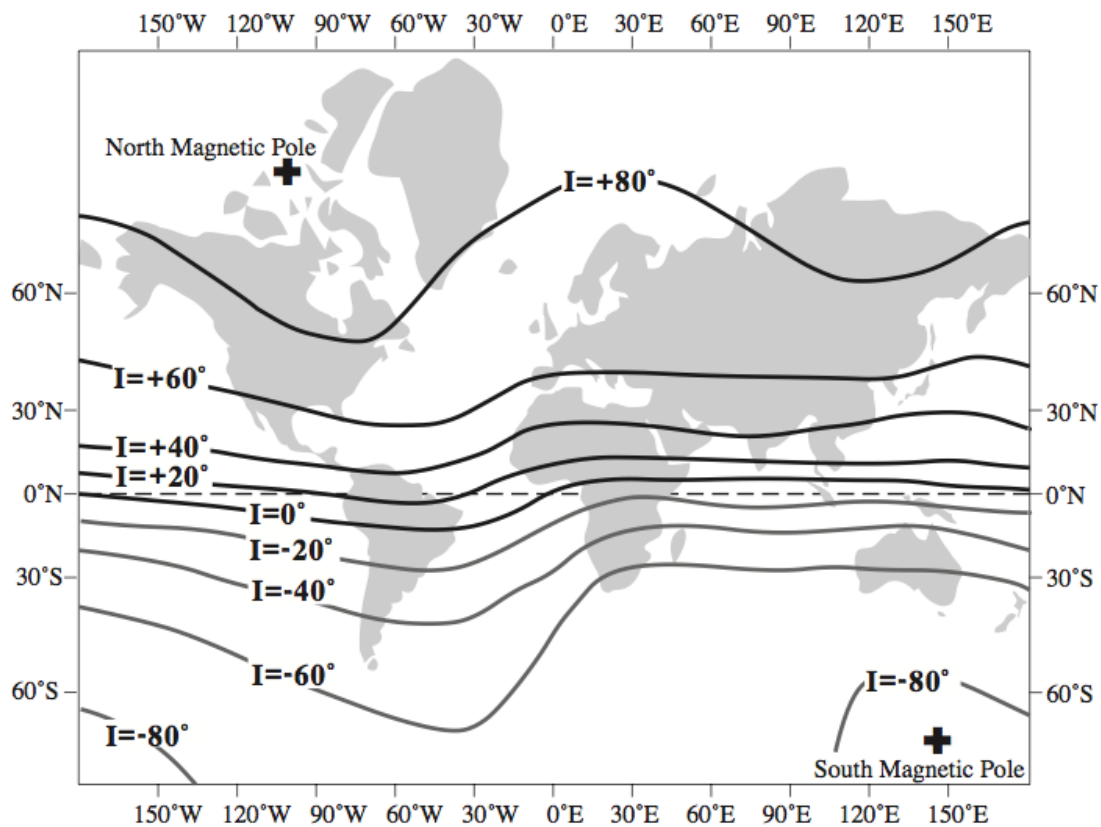


Figura 2.4 Isoclinas del campo geomagnético, 1945. McElhinny (1975)

2.6 Variación Secular del campo geomagnético

El campo geomagnético dada su compleja dinámica, es un fenómeno que está en constante movimiento, y por ende todos sus elementos varían de manera aleatoria con respecto al tiempo y el espacio, de este modo su dirección y magnitud cambian constantemente. El ser humano a lo largo de su historia ha sido capaz de observar dicha variabilidad, encontrando un desplazamiento con una corta periodicidad, de aproximadamente 3000 años por efecto de cambios en las componentes no-dipolares, dado un movimiento con tendencia a desplazarse hacía el oeste a una tasa de 0.4° por año.

En cuanto a la componente dipolar del campo geomagnético también presenta cambios en cuanto a su dirección y magnitud, con periodos mucho mas largos que las componentes no-dipolares. Tras una recopilación de información de registros de paleomagnetismo en diversos flujos de lava históricos, y de arqueomagnetismo con distintos materiales arqueológicos, a intervalos de 100 años, y eliminando los efectos de componentes no-dipolares se construyó un modelo de la variación secular del campo actual, llegando a la conclusión de que la posición del polo geomagnético actual es poco diferenciable del eje de rotación de la tierra, con lo cual se da sustento la hipótesis de la existencia de un Dipolo Geocéntrico y Axial, que explica el comportamiento del campo geomagnético hasta un 90%.

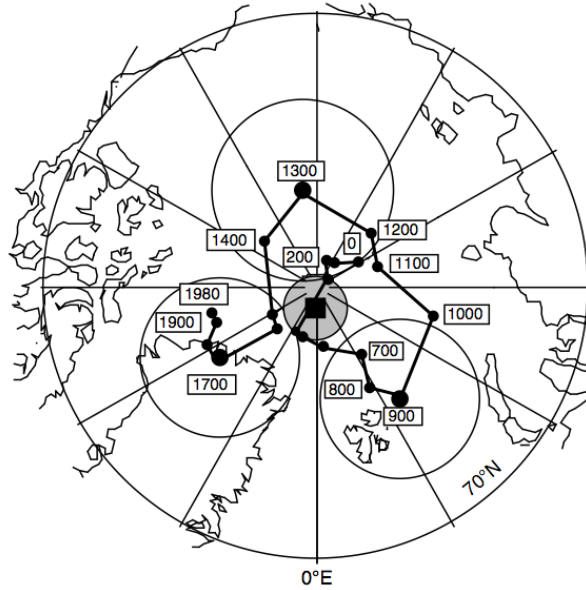


Figura 2.5 Posición del polo geomagnético para los últimos 2000 años. (Merrill and McElhinny 1982).

2.7 Magnetismo de Rocas

2.7.1 Propiedades Magnéticas de Minerales

La gama de minerales magnéticos está compuesta principalmente por las series de los óxidos de hierro-titanio. Sus diferentes propiedades magnéticas son de gran importancia para una adecuada comprensión de cómo se lleva a cabo el registro paleomagnético en las rocas.

2.7.2 Diamagnetismo

En un material diamagnético, al aplicarle un campo magnético H , este adquiere una baja magnetización inducida J_p , en sentido opuesto al campo magnético aplicado, y esta se reduce a cero al momento de retirar dicho campo. Un material diamagnético está compuesto en su mayoría por átomos que no poseen un momento magnético.

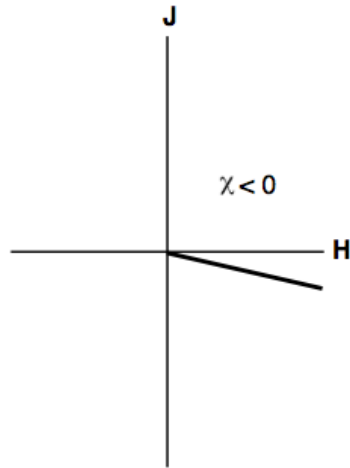


Figura 2.6 Magnetización J en función de la un campo aplicado H , para materiales diamagnéticos, la susceptibilidad es χ negativa.

2.7.3 Paramagnetismo

A diferencia de un material diamagnético, al aplicar un campo magnético H , un material paramagnético adquiere una magnetización inducida J_p en sentido paralelo al campo aplicado, la cual desaparece al momento de retirar el campo. En los materiales paramagnéticos, los átomos que lo componen poseen un momento magnético dado, pero no interactúan con los momentos magnéticos de los átomos adyacentes, actuando de manera independiente.

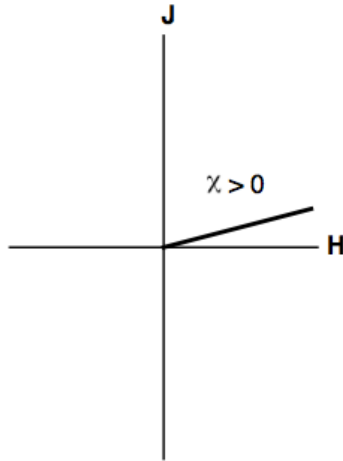


Figura 2.7 Magnetización J en función de la un campo aplicado H , para materiales paramagnéticos, la susceptibilidad χ es positiva, y se manifiesta solo en la presencia de un campo magnético.

2.7.4 Ferromagnetismo

En los materiales ferromagnéticos, sus átomos también poseen momentos magnéticos, pero a diferencia de los materiales paramagnéticos, estos tienen una fuerte interacción entre átomos vecinos, dando como resultado una magnetización inducida de mayor magnitud que en un material paramagnético, ya que al aplicar un campo magnético H , el material adquiere una magnetización inducida J , la cual al retirar el campo aplicado no regresa a cero, sino que guarda la dirección del mismo, siendo esta propiedad de gran interés para el estudio del paleomagnetismo, ya que gracias a este fenómeno es posible el análisis de los registros del campo magnético antiguo.

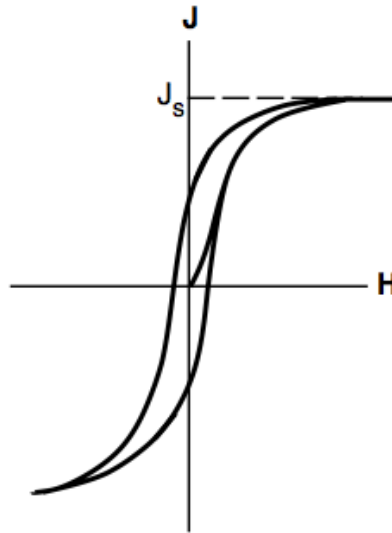


Figura 2.8 Magnetización J en función de la un campo aplicado H , para materiales ferromagnéticos, la susceptibilidad X no permanece constante, se manifiesta como un ciclo reversible de histéresis magnética.

2.8 Tipos de magnetización y mineralogía magnética

Para poder interpretar adecuadamente los resultados paleomagnéticos, es necesario conocer cómo dicho material adquirió su magnetización, presumiblemente generada por el campo geomagnético. La *magnetización primaria* de una roca se adquiere al momento de su formación, siendo paralela a la dirección del campo magnético en ese momento.

2.8.1 Magnetización Remanente Natural

La NRM (por sus siglas en inglés) es la magnetización presente en una roca medida antes de hacer cualquier proceso analítico. Esta es la combinación lineal de todas las componentes vectoriales de magnetización que posee la roca,

pudiendo expresarse de la siguiente manera: **NRM = NRM primaria + NRM secundarias**

2.8.2 Magnetización Remanente Térmica TRM

En el caso de las rocas volcánicas, durante su proceso de formación, este tipo de magnetización se obtiene durante el proceso de enfriamiento y al momento en que las rocas alcanzan una temperatura 'de bloqueo', algunos grados por debajo de la Temperatura de Curie. Esta última varía en función de la composición de la mineralogía magnética de cada material. Al pasar por esta temperatura, la roca adquiere la información de dirección e intensidad del campo geomagnético justo en ese momento del tiempo.

2.8.3 Magnetización Remanente Detrítica DRM

Este tipo de magnetización se adquiere durante el proceso de deposición detrítica y consolidación de una roca sedimentaria, y está en función del ambiente y las condiciones de formación y de depósito, ya que puede contener materiales provenientes de diversas fuentes y con diferentes componentes mineralógicos. Este tipo de adquisición de la remanencia magnética, ofrece un registro continuo del comportamiento del campo geomagnético a través del tiempo; sin embargo dada la enorme variabilidad de las condiciones en las que se forman estas rocas y

del origen de los minerales, la información obtenida puede poseer poca confiabilidad, lo que dificulta el manejo e interpretación de los resultados.

2.8.4 Magnetización Remanente química CRM

Luego del proceso de formación de las rocas, y una vez que alcanzan su temperatura de bloqueo, los minerales que componen la roca pueden experimentar cambios químicos. Cuando dichos cambios se producen en los minerales ferromagnéticos, estos adquieren una magnetización química remanente (CRM), la cual puede ser efecto de la alteración de algunos de los minerales a minerales ferromagnéticos, o por la precipitación de estos a partir de alguna solución. Durante este proceso los minerales adquieren la dirección del campo magnético en ese momento. Este proceso afecta principalmente a las rocas sedimentarias.

2.8.5 Magnetización Remanente Viscosa VRM

Este tipo de magnetización es producto de la continua exposición de los materiales a un campo magnético externo. Para el estudio de paleomagnetismo este tipo de magnetización es de poca utilidad y se elimina con facilidad en el laboratorio.

Capítulo 3. Contexto Tectónico y Geológico

3.1 Evolución Tectónica

La evolución tectónica de la región ha sido controlada principalmente por la dinámica de la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana, dando lugar a dos eventos tectónicos de gran importancia, que han afectado a la región. El primer evento se refiere al evento compresivo de la orogenia *Larámide*, el cual tuvo lugar entre el Cretácico tardío y el Terciario temprano, y que se caracteriza por un engrosamiento significativo de la corteza, y el emplazamiento de grandes volúmenes de magma granítico así como el desarrollo de pliegues y cabalgaduras en la región noreste del Estado y en gran parte del país.

Posterior a la orogenia *Larámide*, inició un cambio en el régimen de la subducción entre la Placa Farallón y la Placa Norteamericana, hacia la margen transtensional de la Placa del Pacífico con la Placa Norteamericana, dando lugar al evento extensional conocido como orogenia *Basin and Range* durante el Oligoceno, periodo que estuvo acompañado de un volcanismo de carácter principalmente máfico.

El modelo más aceptable para explicar la transición entre la fase compresiva de la orogenia *Larámide* y la fase de extensión de la orogenia *Basin and Range* se da como resultado en el cambio en el ángulo de subducción de la placa Farallón con respecto a la placa Norteamericana, posterior al evento *Larámide*, y el cese de la subducción durante el Mioceno Medio dio pie a un cambio fundamental en la

cinemática a lo largo de la margen de América del Norte. Posteriormente comenzó la separación de la península de Baja California a lo largo del sistema de fallas laterales del Golfo de California (Calmus et al., 2011), y que corresponde al límite entre las placas del Pacífico y la Norteamericana, esta región conocida como la Provincia Extensional del Golfo se une transicionalmente a la provincia del Basin and Range del sur de California.

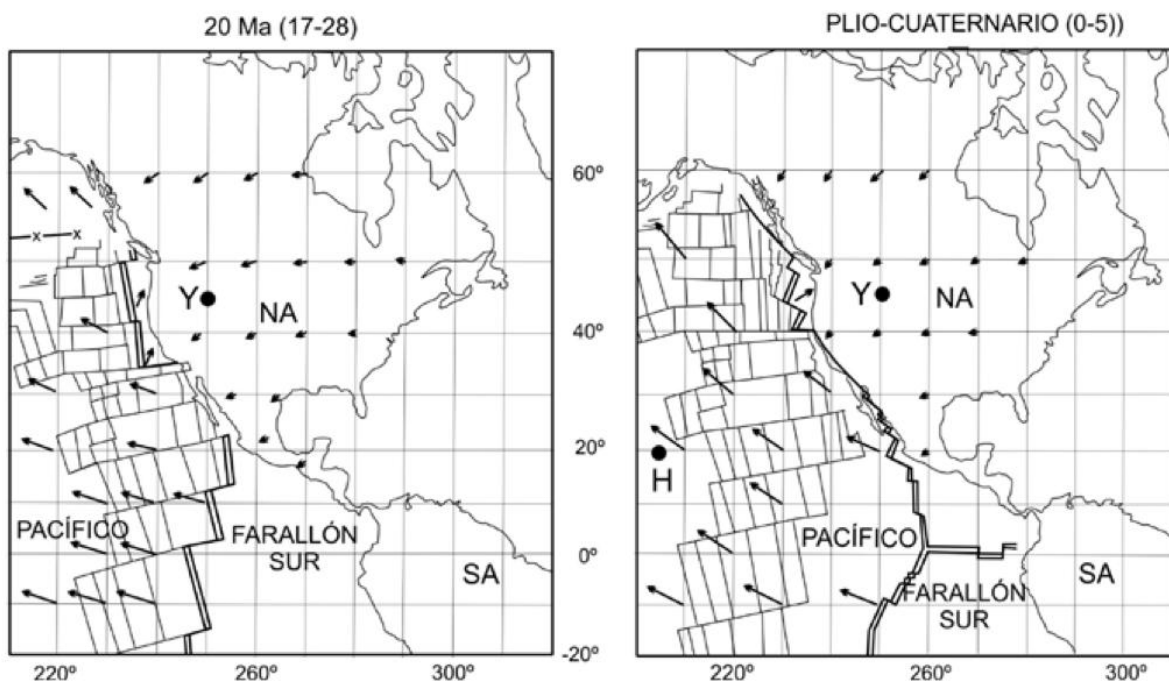


Figura 3.1 Evolución tectónica general para Norteamérica, para el Mioceno y Cuaternario. Modificado de (Engebreston et al., 1985)

3.2 Contexto Geológico de la porción NW del estado de Sonora

El Campo Volcánico El Pinacate (CVP), localizado en la región NNO del estado de Sonora, geológicamente se encuentra ubicado en la margen poniente de la provincia extensional *Basin and Range* Sur, caracterizada por sierras y valles

paralelos que corresponden generalmente a sistemas de horst y grabens escalonados, y muy cercano a la margen de la Placa Norteamericana con los límites de la Placa del Pacífico.

3.2.1 Basamento

En la región en la que se encuentra ubicado el CVP, se pueden distinguir diferentes unidades litoestratigráficas, con edades que van desde el Proterozoico, hasta finales del Pleistoceno.

El basamento de la región está conformado por una unidad ígneo-metamórfica, definida por rocas plutónicas de carácter granítico, y rocas metamórficas compuestas por metagranitoides diferenciados por sus edades, formando dos grupos: metagranitoides del Proterozoico y metagranitoides Pérmico – Triásico (Cázares, 2006). Estos forman estructuras típicas de la provincia extensional *Basin and Range Sur* en la que se encuentran, y se caracterizan por sierras muy angostas, alargadas y con grandes escarpes, que poseen una orientación NNW-SSE, conocidas como sierras de tipo “Navaja”, separadas por amplios valles.

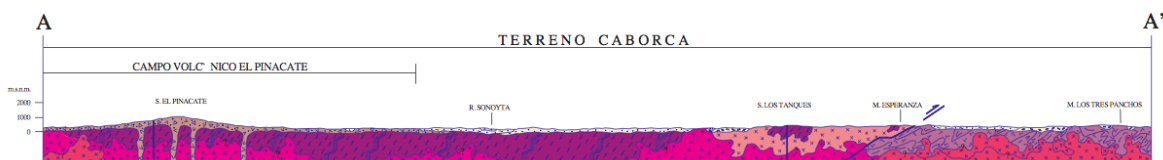


Figura 3.2 Sección transversal correspondiente al terreno Caborca, pasando por el campo volcánico el Pinacate. Carta Geológico-Minera H12-1, (SGM, 2002).

3.2.2 Volcanismo del Evento Neógeno *Pre-Pinacate*

La unidad que sobre yace al basamento, corresponde a rocas perteneciendo al volcanismo neógeno del evento conocido como *Pre-Pinacate*, reportado por primera vez por Lynch (1981), y posteriormente por Vidal-Solano (1998), asociando a la unidad como todo el conjunto de rocas volcánicas con edades que van de los 20Ma a los 12Ma. Estas rocas son evidencia de un cambio progresivo en la fuente del magmatismo, ocasionado por el ascenso progresivo del manto astenósferico y de un adelgazamiento litosférico en la región del Basin and Range sur del Noroeste de Sonora, en la parte norte del Golfo de California.

Las rocas del volcanismo neógeno de la región afloran en forma de mesas y circundan al escudo central del CVP, y corresponden al primer evento volcánico de este. Con base en sus características pueden separarse en dos secuencias volcánicas que permiten diferenciar su origen, la primera de ellas corresponde a la secuencia de edad más antigua que va del Mioceno temprano al Mioceno medio y consiste en un volcanismo ácido con lavas de tipo: riolítico, dacítico y andesítico de composición calcoalcalina; posteriormente una transición en el régimen magmático que abarca del Mioceno medio al Mioceno tardío (Vidal-Solano 2008) dio origen a un volcanismo de tipo bimodal, compuesto por basaltos y andesitas basálticas generando extensos flujos de lava en forma de meseta, y riolitas hiperalcalinas en forma de domos. Las firmas de las rocas, que van del magmatismo ácido al básico que afloran en el evento *Pre-Pinacate*, muestran cambios en el régimen de subducción en la región. Las rocas que se encuentran

localizadas en el extremo Este de la región, presentan una firma perteneciente a una fuente precámbrica del manto litosférico, y al desplazarse hacia el Oeste se encuentran basaltos toleíticos transicionales que dan prueba de la existencia de una mezcla de manto astenosférico y litosférico. La presencia de riolitas son evidencia de una cristalización fraccionada de los magmas transicionales, así como por contaminación de la corteza. Lo anterior muestra el origen de dichas secuencias volcánicas, como producto del cese de la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana, y su transición a un proceso de carácter extensional que incluyó el adelgazamiento de la corteza y que indica el cese de la subducción y el inicio de un régimen extensional en la región, (Vidal-Solano, 2005).

Para el evento Pre-Pinacate es posible identificar 3 tipos de rocas en función de su petrología y morfología, que muestran la transición entre un volcanismo básico y un volcanismo ácido hiperalcalino, a lo largo de todo el campo volcánico.

Las rocas básicas del evento Pre-Pinacate se encuentran localizadas en los afloramientos correspondientes a la *Sierra Batamote* y el *Cerro San Pedro*, los cuales morfológicamente se presentan en forma de mesetas de basalto, con derrames de lava con espesores que van de los 3 a los 10 m de manera subhorizontal. Las rocas poseen una textura predominantemente porfírica y en algunas partes de manera intergranular. Su mineralogía contiene principalmente plagioclasas, olivino y clinopiroxeno, así como óxidos de Fe-Ti en posición tardía (Vidal-Solano, 2005). Existen otros afloramientos con rocas básicas en las zonas del cerro *El Picú* y el cerro *Tres Mosqueteros* localizados en el límite oriental del

área, en forma de paquetes muy erosionados que no superan los 40 m de espesor.

Las rocas intermedias se localizan en la *Sierra Suvuk* y el cerro *Ladrilleros*, localizados en la porción Suroeste del CV, y están compuestas por domos de andesita y dacita, y algunos flujos de lava.

3.2.3 Volcanismo Cuaternario evento Pinacate

El volcanismo cuaternario correspondiente al evento denominado *Pinacate*, con edades reportadas que van de los 1.5 Ma a los 10 Ka (Lynch, 1981), cubre una superficie aproximada de 1500 km², formando un escudo volcánico compuesto por una extensa variedad de edificios volcánicos monogenéticos completos y trancos entre conos cineríticos y de escoria, cráteres de tipo *maar*, derrames de lava y flujos piroclásticos.

La historia eruptiva del CVP abarca 2 *sub-fases*, la primera comenzó con la formación del escudo volcánico con la erupción del volcán Santa Clara hacia los 1.7 Ma, dentro de la región conocida como Sierra Pinacate, con erupciones de tipo poligenético y flujos de lava de composición basáltica y traquítica, hasta su cese hacia los 1.1 Ma (Lynch, 1981).

Posteriormente daría inicio la actividad de tipo monogenética del CVP hacia los 1.2 Ma (Lynch, 1981), hasta aproximadamente 12 Ka (Guttman, 2000), actividad caracterizada por la enorme cantidad de edificios volcánicos que rodean el escudo

central, así como de grandes volúmenes de lava compuestos principalmente por basaltos alcalinos y transicionales, que bordean el campo volcánico, con estructuras de tipo *Pahoehoe* y *AA*, que forman flujos de gran extensión como las localizadas en el área de *Las Burbujas*, que corresponden al flujo de lava más extenso del CVP conocido como *Flujo Ives*, que cubre una superficie aproximada de 43 km², y que se extiende a lo largo de 15 km bordeando el escudo volcánico, caracterizado por un volcanismo fisural que corre de Norte a sur, y de composición toleítica, con una edad reportada de 13 Ka (Turrin et al., 2008). Dentro del CVP se pueden encontrar estructuras de tipo *Maar*, originadas por erupciones de tipo *freatomagmático*, o *freatovolcánica*, siendo el más característico de la zona el cráter *El Elegante*, que posee un diámetro aproximado de 1500 m, y una profundidad de 250 m, una edad reportada de 15 ka (Lynch, 1981).

Algunas zonas del CVP están cubiertas por arenas eólicas producto del intemperismo de las rocas, formando dunas que se desplazan a lo largo del campo, dando relieve y forma a la topografía formada por las lavas de El Pinacate, lo que hace del CVP un lugar espectacular a la vista, como complemento de cualquier estudio que se realice en la zona.

Capítulo 4. Muestreo en campo y Experimentos de laboratorio

4.1 Muestreo en campo

El trabajo en campo se llevo a cabo gracias al apoyo brindado por el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora y por la Estación Regional Noroeste (ERNO) del Instituto de Geología de la UNAM. La selección de sitios para muestreo se realizó en base a los lugares con edades reportadas por Lynch (1981), Gutmman(2002), Vidal-Solano(2005) y Turrin et al. (2008), procurando una distribución espacial y temporal uniforme a lo largo del campo volcánico, abarcando flujos y derrames correspondientes a los eventos *Pre-Pinacate* y *Pinacate* principalmente. Para la obtención de las muestras se utilizó una perforadora portátil con motor de combustión interna, alimentada por gasolina común, con un montaje para el uso de barrena con corona de diamante industrial, y con un diámetro de 2.5 cm; y utilizando agua corriente para su enfriamiento durante la extracción de los núcleos de 2.2 cm de diámetro y de 10-15 cm de largo.

Se obtuvieron muestras pertenecientes a 22 sitios distribuidos por el escudo volcánico y sus alrededores. El muestreo trató de cubrir cada afloramiento tanto en sentido vertical como horizontal, distribuyendo los núcleos para promediar los efectos de variación secular, además de detectar los efectos ocasionados por algún basculamiento o fracturamiento, o los ocasionados por rayos que hubieran incidido en la roca con anterioridad. Se obtuvieron de 8 a 10 núcleos de entre 10 y 15 cm de largo, los cuales fueron orientados in situ con brújula magnética, y

brújula solar cuando las condiciones climáticas lo permitieron, posteriormente fueron marcados con la clave PVF (Pinacate Volcanic Field) para sus futuras referencias en laboratorio, así como con un número correspondiente para cada sitio, separando los especímenes rotos para unirlos posteriormente utilizando pegamento común.

Se obtuvieron un total de 237 núcleos pertenecientes a 22 sitios, los cuales luego de ser marcados fueron cortados en especímenes de tamaño estándar para su posterior procesamiento en los diferentes experimentos magnéticos.

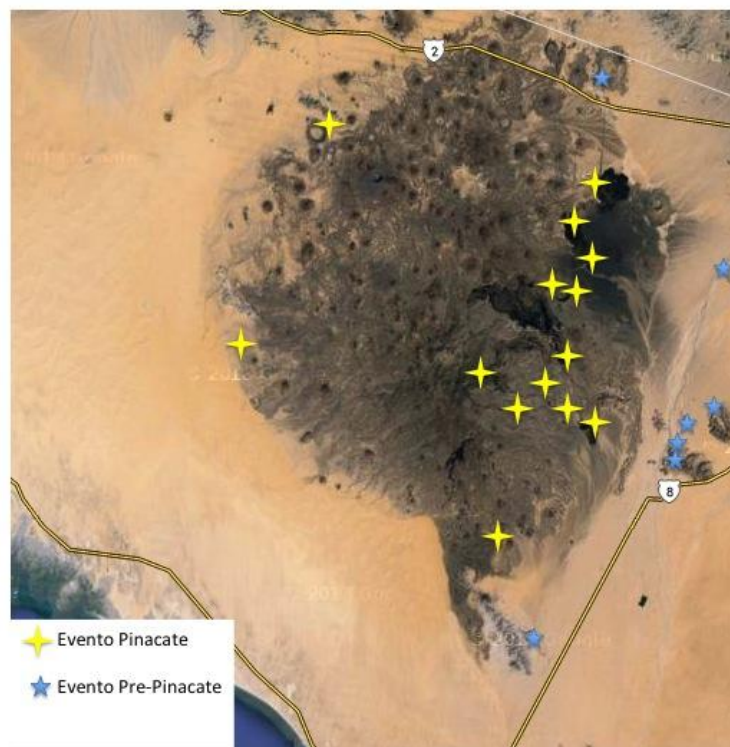


Figura 3.3 Ubicación de los sitios colectados que conforman la muestra para el CVP

Sitio Reportado	Longitud	Latitud	Edad Ma	Referencia	Tipo de Roca
JR98-21B	31°52'13.24"N	113°55'51.81"W	19.00±0.86	Vidal-Solano,2005	Basalto
JR91-30	31°07'47.16"N	113°51'36.58"W	20.07±2.17	Vidal-Solano,2005	Basalto
JR97-23	31°44'24.38"N	113°14'12.22"W	20.64±1.7	Vidal-Solano,2005	Basalto
P03-27	31°41'38.08"N	113°08'11.29"W	15.30±0.16	Vidal-Solano,2005	Riolita
JR98-23	31°54'32.45"N	113°11'44.54"W	14.23±0.16	Vidal-Solano,2005	Riolita
P03-22	31°51'15.74"N	113°13'46.76"W	14.15±1.15	Vidal-Solano,2005	Riolita
P02-8	31°42'31.45"N	113°14'47.75"W	12.05±0.07	Vidal-Solano,2005	Riolita
Santa clara	31°46.07'N	113°29.7'W	01.7±0.003	Lynch, 1993	Basanita
SBB	31°47.10'N	113°29.7'W	1.15±0.03	Lynch, 1993	Traquita
STD	31°46.20'N	113°27.11'W	1.14±0.05	Lynch, 1993	Traquita
MacDougal	31°58.90'N	113°37.57'W	0.19±0.05	Lynch, 1993	Basalto
20186-01C	31°39.733'N	113°29.012'W	0.059	Turrin et al., 2008	Basalto
20186-01D	31°39.733'N	113°29.012'W	--	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01F	31°33.421'N	113°27.744'W	0.004	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01G	31°33.421'N	113°27.744'W	0.03	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01H	31°33.421'N	113°27.744'W	0.079	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01I	31°33.421'N	113°27.744'W	0.083	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01J	31°33.421'N	113°27.744'W	0.023	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01K	31°33.421'N	113°27.744'W	0.062	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01L	31°33.421'N	113°27.744'W	0.11	Turrin et al., 2008	Basalto
20182-01M	31°33.421'N	113°27.744'W	0.08	Turrin et al., 2008	Basalto
Cono la Laja	31°56.15'N	113°20.48'W	12±4 ka	Gutman et al., 2000	Basalto
Flujo Ives	31°39.733'N	113°29.012'W	13±3 ka	Gutman et al., 2000	Basalto
31	31°53.21'N	113°22.17'W	27±6 ka	Gutman et al., 2000	Basalto
Cráter el Elegante	31°51.139'N	113°23.515'W	32±6 ka	Gutman et al., 2000	Basalto
Cráter el Elegante	31°50.388'N	113°23.466'W	42±13 ka	Gutman et al., 2000	Basalto
Cono Carnegie	31°46.46'N	113°27.25'W	38±8 ka	Gutman et al., 2000	Basalto

Tabla 4.1 Selección de sitios con edades reportadas para el trabajo en campo

4.2 Metodología de desmagnetización y lavado magnético

El proceso para la determinación de la magnetización remanente característica (ChRM) de las muestras requiere de atención especial en cuanto a la selección de la metodología empleada para la obtención de mejores resultados luego del procesamiento en el laboratorio.

El proceso de lavado magnético (en el caso de rocas volcánicas) tiene la finalidad de determinar la dirección de la componente magnética característica grabada en los materiales al momento de su formación o durante su enfriamiento, sin embargo cada material al haber estado expuesto a diferentes fuentes magnéticas, incluyendo al mismo campo geomagnético, puede poseer más de una componente de magnetización remanente, por lo cual se tiene que llevar a cabo un lavado magnético que permite eliminar las componentes no deseadas que se encuentren registradas en una muestra. Al eliminar dichas componentes secundarias de magnetización, es posible determinar la dirección característica del campo geomagnético, siendo posible representar esta componente direccional de manera gráfica por medio de un arreglo de vectores ortogonales (Zijderveld, 1967), diagramas de desmagnetización y con proyecciones estereográficas de igual área. Los factores de calidad y de aceptación de las muestras en base a las proyecciones antes mencionadas se encuentran en función del cálculo estadístico empleado, para este trabajo se empleó la estadística de Fisher para representación de datos en coordenadas esféricas, así como la desviación angular máxima (MAD), a fin de garantizar que los resultados puedan ser útiles para el estudio paleomagnético.

Para este trabajo se emplearon dos métodos de desmagnetización progresiva para la obtención de la ChRM, para diversificar el proceso e incrementar la probabilidad de éxito de obtener una dirección característica confiable, dado que luego del proceso de desmagnetización de especímenes pilotos, estos mostraron diferentes afinidades a cada proceso. Las metodologías empleadas fueron la desmagnetización por campos alternos (AFd) y la desmagnetización térmica (ThD), donde de cada sitio se seleccionaron diversos especímenes para procesarse en cada una de las técnicas antes mencionadas, y donde los resultados variaron en función de cada método.

4.2.1 Desmagnetización térmica

La remanencia impresa en las rocas volcánicas es usualmente de origen térmico, adquirida al momento del enfriamiento, por lo cual en un plano teórico la mejor forma de remover las componentes secundarias debería ser la desmagnetización térmica (Schmidt, 1993). Sin embargo en la práctica esto no es necesariamente lo más acertado.

El proceso de desmagnetización térmica consiste en el calentamiento de la muestra en diferentes temperaturas incrementando progresivamente, hasta que ésta alcance o supere su temperatura de Curie, partiendo de la hipótesis de que al alcanzar la temperatura Curie de los minerales, la muestra pierde la remanencia de cada una de estas componentes. Al final se trata de definir a la componente de remanencia primaria o característica. En cada paso de calentamiento, se mide nuevamente la dirección y magnitud de remanencia residual, a fin de poder

establecer la o las componentes que integrarán el diagrama vectorial correspondiente. En este trabajo se procesaron el 50% de las muestras con este procedimiento, el 89% se lograron desmagnetizar satisfactoriamente, obteniendo una ChRM cercana al origen y con $MAD < 5^\circ$. Este proceso se llevó a cabo en dos etapas para dos grupos de muestras, el primer grupo se desmagnetizó en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier, Francia, en un horno con porta muestras con una capacidad de 36 especímenes, y sistema de enfriamiento asistido con entrada y salida de aire independiente, en un intervalo de temperatura de 0°C a 580°C ; el segundo grupo de muestras se desmagnetizó en el laboratorio de paleomagnetismo de rocas del Instituto de Geofísica de la UNAM, en un horno con un porta muestras con capacidad de 48 especímenes y sistema de enfriamiento interno por aire, a un intervalo de temperatura de 0°C a 580°C , en ambos grupos, para la medición de la remanencia se utilizó un magnetómetro de giro JR-5.

4.2.2 Desmagnetización por campos alternos

El segundo procedimiento empleado para el lavado magnético fue la desmagnetización por campos alternos decrecientes (AFd). Puesto que en las rocas volcánicas la adquisición de la remanencia se lleva a cabo por un proceso térmico, existen procesos que alteran químicamente el contenido mineralógico de la muestra, lo cual sugiere que la desmagnetización térmica no funciona adecuadamente, siendo necesario la aplicación de un campo magnético dado para la eliminación de las componentes secundarias almacenadas a través del tiempo.

El proceso consiste en la aplicación de un campo magnético H_{AF} ortogonal a los 3 ejes de la muestra, a diferentes pasos y niveles de intensidad del mismo, lo cual provoca que las partículas de menor coercitividad H_c se alineen nuevamente de manera aleatoria cancelándose mutuamente, de esta manera progresivamente se eliminan las componentes secundarias impresas en la muestra, permitiendo que aquellas componentes cuya coercitividad es mayor al campo aplicado permanezcan en esta ($H_{AF} < H_c$). De igual manera que en el proceso de desmagnetización térmica, con la eliminación de las componentes secundarias es posible encontrar la ChRM, para la construcción de un diagrama ortogonal con la componente vectorial característica (Zijderveld, 1967), representados por las mismas proyecciones y criterios de selección antes mencionados.

Este proceso se llevó a cabo en dos grupos, el primero de ellos se desmagnetizó en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier, Francia, con un magnetómetro criogénico 2G, a intervalos de desmagnetización de entre 5 y 10 μT , y aplicando un campo máximo H_{AF} de 160 μT cuando el proceso así lo requirió, y realizando un corte transversal a la muestra y haciendo una corrección por masa para la estandarización de la muestras con resultados obtenidos con otros equipos; el segundo grupo de muestras se desmagnetizó en el laboratorio de paleomagnetismo de rocas del Instituto de Geofísica de la UNAM, aplicando un campo máximo de 100 μT , a intervalos con incrementos de 5 a 10 μT , realizando la medición de la remanencia a cada paso de desmagnetización en un magnetómetro de giro JR-5. Para este estudio se utilizó este procedimiento en el 50% de las muestras, obteniendo resultados satisfactorios en el 93% de los casos,

logrando obtener una dirección característica basada en los criterios de calidad estadísticos antes mencionados.

4.3 Susceptibilidad en función de la Temperatura

El análisis de la variación de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura es una prueba de gran importancia en el estudio de propiedades magnéticas, ya que es posible la identificación de los diversos minerales magnéticos como la magnetita, titanomagnetita, hematita, entre otros, contenidos en una roca y caracterizados por la temperatura de Curie/Neél (Hrouda, 2003). Aportando datos sobre los componentes magnéticos y su composición presentes en la muestra, ya que cada mineral posee una temperatura de Curie única (Tarling et al. 1983). Es posible conocer el estado de dominio de los portadores de la magnetización, debido al efecto Hopkinson, que establece la relación existente entre la variación de la susceptibilidad χ con un incremento de la temperatura cercano al punto de Curie T_c (González-Rangel, 2009). Al establecer dicha relación se obtienen como resultado 2 curvas, una de calentamiento y otra de enfriamiento, las cuales aportan información sobre las fases magnéticas involucradas (primarios y secundarios), respectivamente.

En los minerales diamagnéticos como el cuarzo o los feldespatos, usualmente no se presenta variación de la susceptibilidad en función de la temperatura; en los minerales paramagnéticos la curva que se logra de la susceptibilidad en función de la temperatura está usualmente representada por una hipérbola; sin embargo en los minerales ferromagnéticos esta curva suele ser mucho más compleja y

aporta información muy valiosa que nos permite conocer los componentes mineralógicos contenidas en una muestra, caracterizados por sus respectivas temperaturas de Curie/Neél, así mismo permite conocer las diferentes fases magnéticas que pudiera contener la muestra, y los cambios sucedidos durante el proceso.

Los experimentos se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier II, Francia, utilizando un equipo KLY-3S Kappabridge (Jelínek y Pokorný, 1997). Para las pruebas de susceptibilidad vs. temperatura, se tomó una muestra por cada sitio, y se pulverizó manualmente en mortero de ágata. El proceso se desarrolló en dos fases: baja y alta temperatura, a fin de determinar los minerales portadores de la remanencia y estimar la estabilidad térmica de las muestras durante el desarrollo del experimento.

La primera fase del proceso correspondiente a baja temperatura consistió en medir la susceptibilidad magnética de la muestra en función de la temperatura a incrementos de 10°C por minuto, aplicando nitrógeno líquido para el proceso de enfriamiento de la muestra, suministrándolo directamente al porta muestras del equipo, hasta alcanzar una temperatura mínima de -192° C, y posteriormente incrementar la temperatura hasta llegar a los 10 °C, a fin de obtener los datos correspondientes y trazar la curva para bajas temperaturas, donde se pudo observar el efecto correspondiente a la magnetita, transición de Verwey, que ocurre entre los -150°C y -160°C y provoca cambios dentro de la estructura mineralógica de la magnetita, modificando mayormente las propiedades de la remanencia magnética y la susceptibilidad en los minerales de grano mas grande,

y de manera más paulatina en los de grano más pequeño, con dimensiones $< 1\mu\text{m}$ (Özdemir et al.,1993). Esto nos permitió tener una perspectiva del comportamiento y estabilidad térmica a baja temperatura, como una primera observación para determinar la mineralogía magnética y los posibles tamaños de grano contenidos en la misma.

La segunda fase consistió en el calentamiento de la muestra desde la temperatura ambiente hasta los 600°C , a una tasa de 10°C por minuto, y posteriormente en un enfriamiento hasta alcanzar nuevamente la temperatura ambiente, de este modo se trazaron la curvas de calentamiento y enfriamiento, a fin de conocer la estabilidad térmica de la misma. El gráfico resultante nos permite observar durante el calentamiento las fases magnéticas del compendio mineralógico contenido en la muestra, así como su temperatura Curie. La fase de enfriamiento permite observar la estabilidad térmica de la misma, que resulta de gran utilidad para la selección de muestras para estudios de paleointensidad, entre otros.

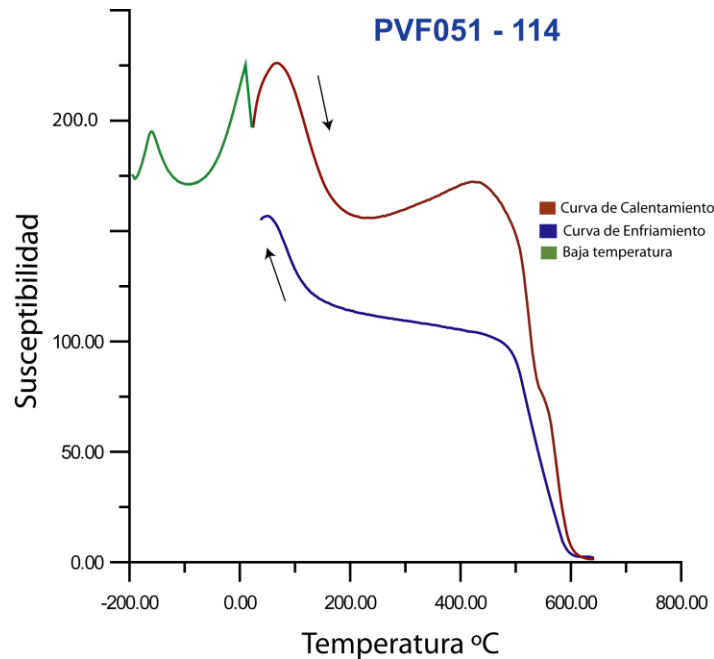


Figura 4.1 Curvas de susceptibilidad en función de la temperatura representativa de este trabajo, se muestra en color rojo la curva de calentamiento, en color azul la curva durante el proceso de enfriamiento, y en color verde el estudio a baja temperatura, representando la transición de Verwey.

4.4 Histéresis Magnética

Los experimentos sobre el ciclo de histéresis son de gran importancia para determinar el tipo de *dominio magnético* de los minerales portadores de la magnetización contenidos en la muestra, determinar la estabilidad magnética de esta y verificar la capacidad para adquirir una magnetización remanente al aplicarle un campo dado.

El proceso de medición del ciclo de histéresis consiste en aplicar un campo magnético dado B a una muestra, a fin de identificar el momento magnético de la misma, midiéndose la magnetización M de esta en la dirección del campo aplicado.

El ciclo de histéresis tiene cuatro parámetros básicos para su trazo e interpretación; Magnetización de saturación M_s , que es la magnetización máxima que puede adquirir una muestra al aplicársele un campo dado. La saturación remanente M_{rs} , que es la magnetización máxima que adquiere la muestra sin la presencia de un campo (campo cero). La coercitividad H_c , que es el campo máximo necesario para reducir a cero la magnetización. Y la coercitividad de la remanencia H_{rc} , es el campo necesario en sentido opuesto, para remover una magnetización remanente isoterma inducida primeramente.

La histeresis magnética es una de las pruebas que muestran que los materiales magnéticos están muy lejos de un estado de equilibrio, sin embargo es de gran utilidad para aproximar los efectos provocados por la aplicación de un campo magnético a dichos materiales, lo cual ayuda a establecer parámetros bien definidos sobre como se comportarán estos bajo un ambiente controlado, tomando en cuenta un periodo de tiempo y una temperatura dadas.

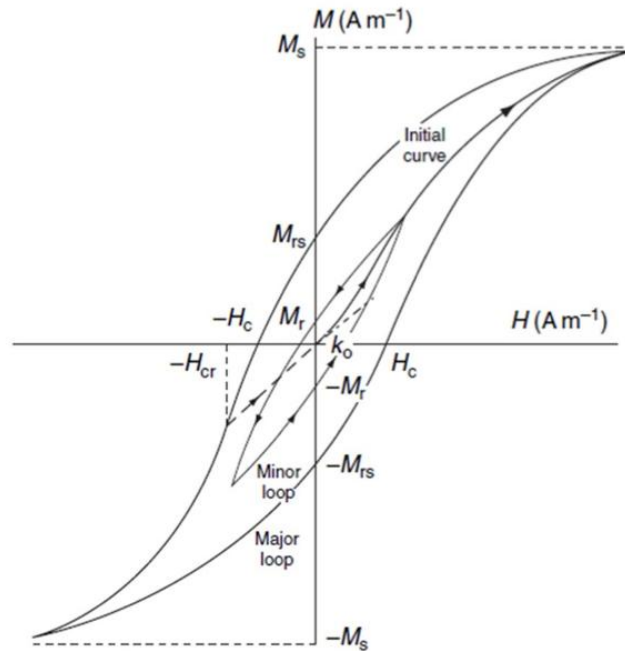


Figura 4.1 Curva representativa del ciclo de histéresis.

Los parámetros obtenidos en las pruebas del ciclo de histéresis se usan para conocer información relacionada a los dominios magnéticos contenidos en las muestras, así como una estimación del tamaño promedio de los tamaños de grano que predominan dentro de la muestras, información que en conjunción con el resto de estudios de propiedades magnéticas, aportan un valor agregado a los estudios paleomagnéticos.

Las mediciones para este trabajo se llevaron a cabo en un equipo Micromag Alternating Gradient Field Magnetometer (AGFM), con muestras pequeñas del orden de ≈ 30 mg, y aplicándose un campo máximo aproximado de 1.2 T a temperatura ambiente.

4.5 Curvas reversibles de primer orden FORC

La representación gráfica de una curva reversible de primer orden (FORC), es una herramienta complementaria a las pruebas del ciclo de histéresis magnética, mostrando en un gráfico de dos dimensiones, a modo de una representación del contorno de la densidad de la fuerza coersitiva H'_c y la interacción del campo magnético aplicado H'_u . La mayor elongación y separación de los contornos hacia la componente abscisa del gráfico, sugiere una probabilidad mayor de contener elementos de dominio magnético simple en la muestra del material.

Con el uso de estos gráficos es posible conocer la capacidad reversible de un material al ser sometido a un campo aplicado dado $\mu_0 H_a$ hasta que este se reduce a cero, y posteriormente alcanza una saturación $\mu_0 H_b$. Con lo anterior es posible conocer los diferentes tipos de mezcla de dominios magnéticos, **SD**, **PSD** y **MD**.

Los gráficos de FORC realizados en el presente trabajo fueron procesados con base a los resultados de las pruebas del ciclo de histéresis, y computadas empleando un ambiente de programación para ambientes de experimentación de datos científicos *IGOR Pro* (Wavemetrics, 2011), y empleando el algoritmo para calcular las curvas reversibles de primer orden *FORCinel V1.19* (Harrison, 2008) que emplea una regresión con un factor de suavizado (SF=3 en este estudio), que correlaciona gráficamente la distribución de la coercitividad, mejorando la visualización de la misma, y optimizando la precisión de los cálculos.

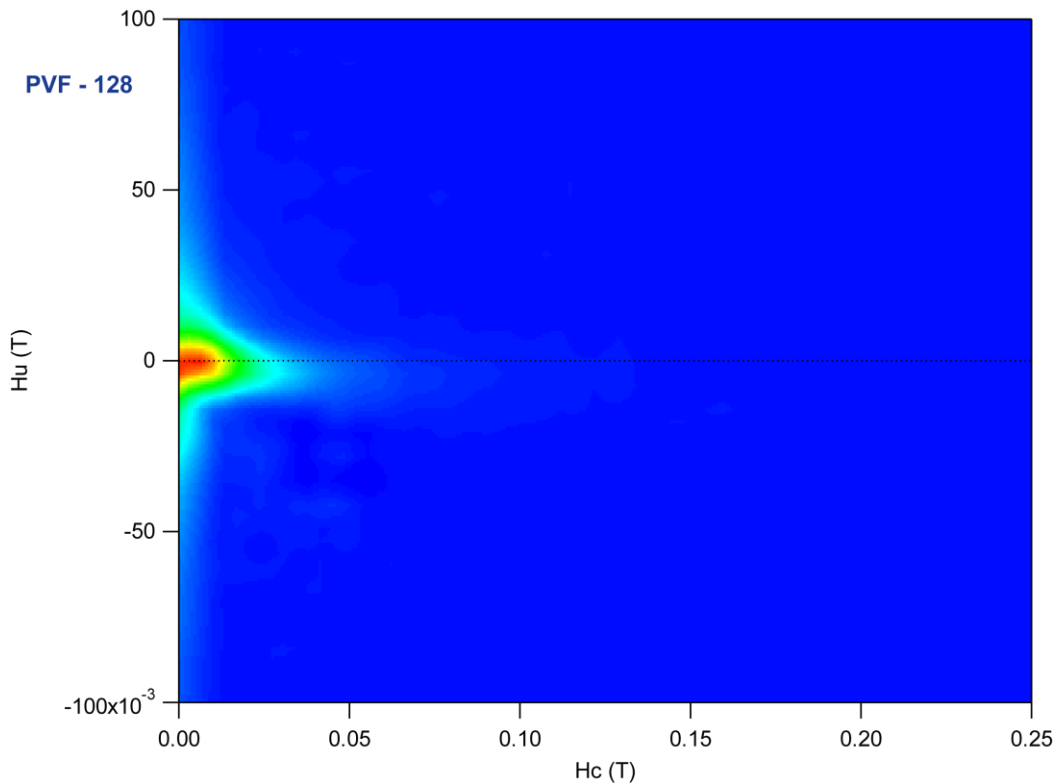


Figura 4.3 Gráfico de FORC representativo para el presente trabajo.

4.6 Estadística en los estudios de paleomagnetismo

Dada la cantidad de posibles fuentes de error en un estudio paleomagnético, que van desde la colección de muestras en el campo, la preparación de los especímenes para su procesamiento en el laboratorio, los errores de calibración de los mismos equipos, hasta la dificultad existente de encontrar afloramientos de los cuales se pueda obtener una muestra que represente de manera homogénea un flujo de lava, sucede que los resultados obtenidos pueden ser poco confiables. Es por ello que, para darle precisión a los resultados es necesario el uso de

estadística para datos experimentales, donde el manejo de medidas de tendencia central y de dispersión ayudan a dar sustento a la información generada.

En este trabajo, y en general en los trabajos paleomagnéticos, la estadística empleada es la propuesta por Fisher(1953), donde se aproxima una medida de tendencia central (media) y una medida de dispersión (varianza) de un conjunto de datos en coordenadas esféricas a una función de densidad de probabilidad dada, estableciendo parámetros de confiabilidad en cuanto a probabilidad de ocurrencia y la dispersión de los datos (α, κ), representándolos en una red estereográfica de proyección esférica de igual área. Por lo que es necesaria una comprensión más amplia de los parámetros estadísticos para el desarrollo de cualquier estudio paleomagnético.

4.6.1 Distribución Normal

Dada la naturaleza de los datos obtenidos en un estudio de paleomagnetismo, es necesario aproximar la información con una función de distribución de probabilidad que represente la forma en que las observaciones se distribuyen, a fin de establecer parámetros de dispersión y de tendencia central, como es la media y la varianza, y la función que se aproxima de mejor manera a lo que se busca es una distribución Gaussiana o distribución normal, la cual posee los siguientes parámetros:

$$f(z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{-z^2}{2}\right)$$
$$z = \frac{(x - \mu)}{\sigma}$$

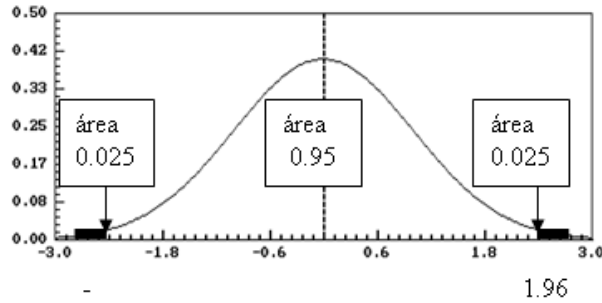


Figura 4.4 Representación gráfica de una distribución normal representando un nivel de confianza del 95%, empleado en los estudios de paleomagnetismo.

Donde X representa el número de observaciones realizadas, μ la media que determina donde se localiza el centro de la distribución dentro de la campana de Gauss, mientras que la desviación estándar σ define la amplitud de la distribución, pudiendo establecer parámetros para los límites de confianza.

4.6.2 La distribución Fisher

Esta distribución, que tiene un comportamiento *similar* a una distribución normal, permite el manejo de los datos paleomagnéticos por medio de coordenadas esféricas, representando cada observación como un punto en una esfera unitaria con una dirección particular, y permite determinar una probabilidad de encontrar un vector con esa dirección en un límite de confianza dado.

$$P_{da}(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh(k)} e^{k \cos \theta}$$

Donde θ representa el ángulo formado por el vector resultado con respecto a la dirección media, y κ representa el parámetro de precisión.

4.6.3 Direcciones medias

Para poder obtener la dirección característica es necesario determinar un valor de tendencia central (media) que se aproxime a la función de densidad de probabilidad utilizada, que en este caso corresponde a la distribución Fisher, para ello es necesario aplicar la relación de los cosenos directores con los parámetros l_i , m_i , n_i que representan los parámetros de la dirección media con respecto a los cuatro cuadrantes, con un vector resultante de magnitud R

$$l_i = \cos I_i \cos D_i \quad ; \quad m_i = \cos I_i \operatorname{sen} D_i \quad ; \quad n_i = \operatorname{sen} I_i$$

De manera análoga de las ecuaciones anteriores es posible determinar tanto la Declinación como la Inclinación de la dirección media para un sitio paleomagnético:

$$D_m = \tan^{-1} \left(\frac{m}{l} \right) \quad ; \quad I_m = \operatorname{sen}^{-1}(n)$$

4.6.4 Dispersión de los datos

Una vez que se cuenta con un valor de tendencia central, es posible establecer un parámetro de dispersión κ para las direcciones obtenidas, lo cual es útil para conocer la probabilidad de que las direcciones medias obtenidas coincidan con la media esperada.

$$K = \frac{N-1}{N-R}$$

4.6.5 Límite de confianza

A fin de conocer un parámetro que permita establecer el nivel de certeza con el que cuentan los datos, para que las direcciones medias se encuentren en un margen dado de error, y para la probabilidad de ocurrencia, es necesario establecer un límite de confianza α_{95} que define los límites de error que pudieran existir en las observaciones, ubicando este dentro de un círculo en cuyo centro se encuentra la dirección media calculada.

Se pueden establecer diversos niveles de confianza, que pueden partir de 63% y hasta el 99%, dependiendo del nivel de dispersión con el que se cuente en el grupo de datos, sin embargo para las observaciones paleomagnéticas el parámetro mas adecuado pudiera ser el de 95% de confianza, que establece que dentro de la función de distribución de probabilidad establecida, se tiene una certeza del 95% de que la dirección media calculada se encuentre dentro de los límites de confianza calculados, si bien este parámetro representa una media de dispersión de los datos que permite conocer un intervalo de ocurrencia para las direcciones medias.

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{R} \left\{ \left(\left(\frac{1}{p} \right)^{\left(\frac{1}{N-1} \right)} - 1 \right) \right\} ; \quad \alpha_{95} \approx \frac{140^\circ}{\sqrt{kN}}$$

Capítulo 5. Resultados y discusión

En la presentación de resultados se resume la información obtenida durante el análisis experimental en laboratorio y los cálculos realizados en base a esos datos. Se presenta información de propiedades magnéticas: susceptibilidad vs. temperatura, ciclo de histéresis, análisis de curvas de inversión de primer orden (FORC) y diagrama de Day; resultados de las metodologías paleomagnéticas para los estudios de análisis paleodireccional, variación paleosecular (PSV) y paleointensidad.

5.1 Propiedades Magnéticas

A continuación se describen los resultados obtenidos en el laboratorio y software asociado para el análisis de propiedades magnéticas de las muestras colectadas durante el trabajo de campo.

5.1.1 Susceptibilidad vs. Temperatura

Con la finalidad de determinar los minerales portadores de la remanencia magnética, se seleccionó de manera aleatoria un espécimen por cada sitio, y se llevó a cabo el análisis de la susceptibilidad en función de la temperatura ($k - T$), tanto en baja como en alta temperatura, abarcando un intervalo total de temperatura que va de los -192°C a los 600°C .

Para la prueba a altas temperaturas, se observaron dos comportamientos promedio entre las muestras, donde el 68% de los sitios presenta un comportamiento estable en la curva de calentamiento, con una sola fase magnética, y con un cambio de pendiente cercano a los 500°C y aproximándose a su punto Curie a una temperatura de entre 550°C y 580°C, este comportamiento muestra que el contenido mineralógico es una mezcla de magnetita y titanomagnetita empobrecidas en titanio (Ti). El segundo comportamiento observado corresponde a las curvas que presentan más de una fase magnética durante el proceso de calentamiento, con dos cambios de pendiente marcados, el primero con una ocurrencia que oscila entre los 350°C y los 400°C, y el segundo a temperaturas superiores a los 500°C, alcanzando su punto de Curie a una temperatura cercana a las 580°C, lo que es característico de una mezcla para la primera de fase de titanomagnetitas enriquecidas en Ti, donde también pudiera encontrarse un proceso de maghemitización caracterizado por los cambios marcados en ese rango de temperatura; en el segundo cambio de pendiente se observa una mezcla de magnetita y titanomagnetita empobrecidas en Ti. Para las pruebas a altas temperaturas, no se encontró evidencia de la presencia de minerales de la serie de la titanohematita.

El proceso en baja temperatura confirma lo observado en la prueba a altas temperaturas, con dos comportamientos claros: la transición de Verwey, donde la pendiente de la curva se incrementa y realiza un cambio abrupto alrededor de 150°C, dando evidencia de la presencia de magnetita y la posibilidad de encontrar titanomagnetitas pobres en titanio; un segundo comportamiento característico en

un 25% de las observaciones, con pendientes mássuavizadas lo que hace suponer la presencia de titanomagnetitas con mayor contenido de Ti. No se encuentra evidencia de la existencia de minerales de la serie titano-hematita, al no encontrarse transición de Morin en las curvas.

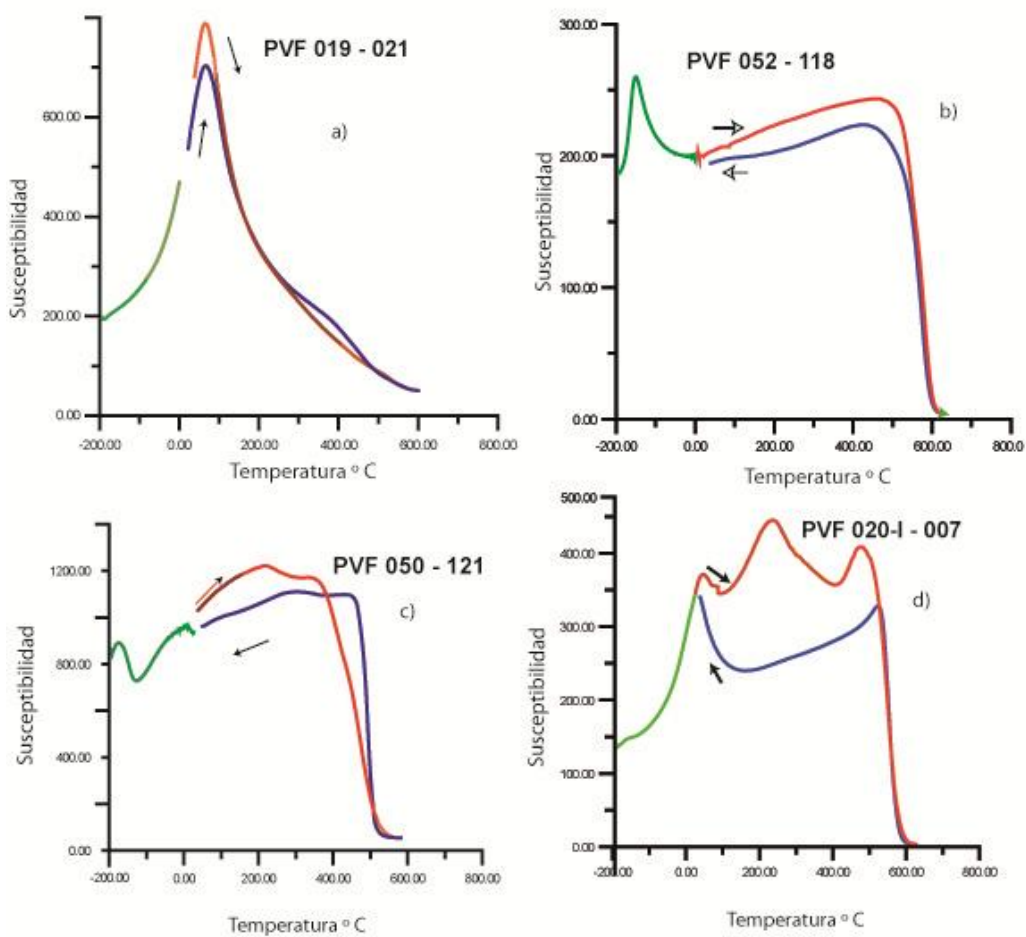


Figura 5.1 Diagramas representativos de los análisis de susceptibilidad vs. temperatura, en donde se ilustran los dos tipos de comportamiento en alta temperatura con una sola fase magnética (arriba) y con dos fases magnéticas (abajo) en la curva de calentamiento, así como la transición de Verwey en el proceso en baja temperatura, que indica la presencia de mezcla de magnetita y titanomagnetita con bajo contenido de Ti.

5.1.2 Ciclo de Histéresis

Las curvas de histéresis obtenidas muestran un patrón de comportamiento homogéneo y simétrico en la mayoría de los sitios, con valores de coercitividad H_c limitados, y en el 95% de los casos alcanzando un punto de saturación definido.

Se observaron dos tipos principales de curvas, los gráficos de tipo “pot-bellied” que incluye a un 65% de los sitios, mostrando una tendencia a contener una mezcla de dominios SD-PSD de grano de tamaño medio de magnetita y titanomagnetita, como se muestra en las figuras 5.2d, 5.2e, 5.2f y 5.2g. También se observan curvas con forma “rectangular” que engloban a aproximadamente el 20% de los sitios, y que muestran un tamaño de grano mayor con una mezcla de dominios SD-MD con valores de coercitividad mayores. Se puede observar también un tercer patrón de curvas con forma también del tipo “pot-bellied”, pero con valores de coercitividad menores, con mezclas de dominios SD-PSD.

Cabe resaltar que no se encontró ninguna curva con la forma “wasp-waisted” o de “cintura de avispa”, lo cual implica la ausencia de minerales de alta coercitividad como son los pertenecientes a las series mineralógicas de la serie titano-hematita.

En la figura 5.2 se muestran los diversos tipos de comportamientos observados durante la medición del ciclo de histéresis.

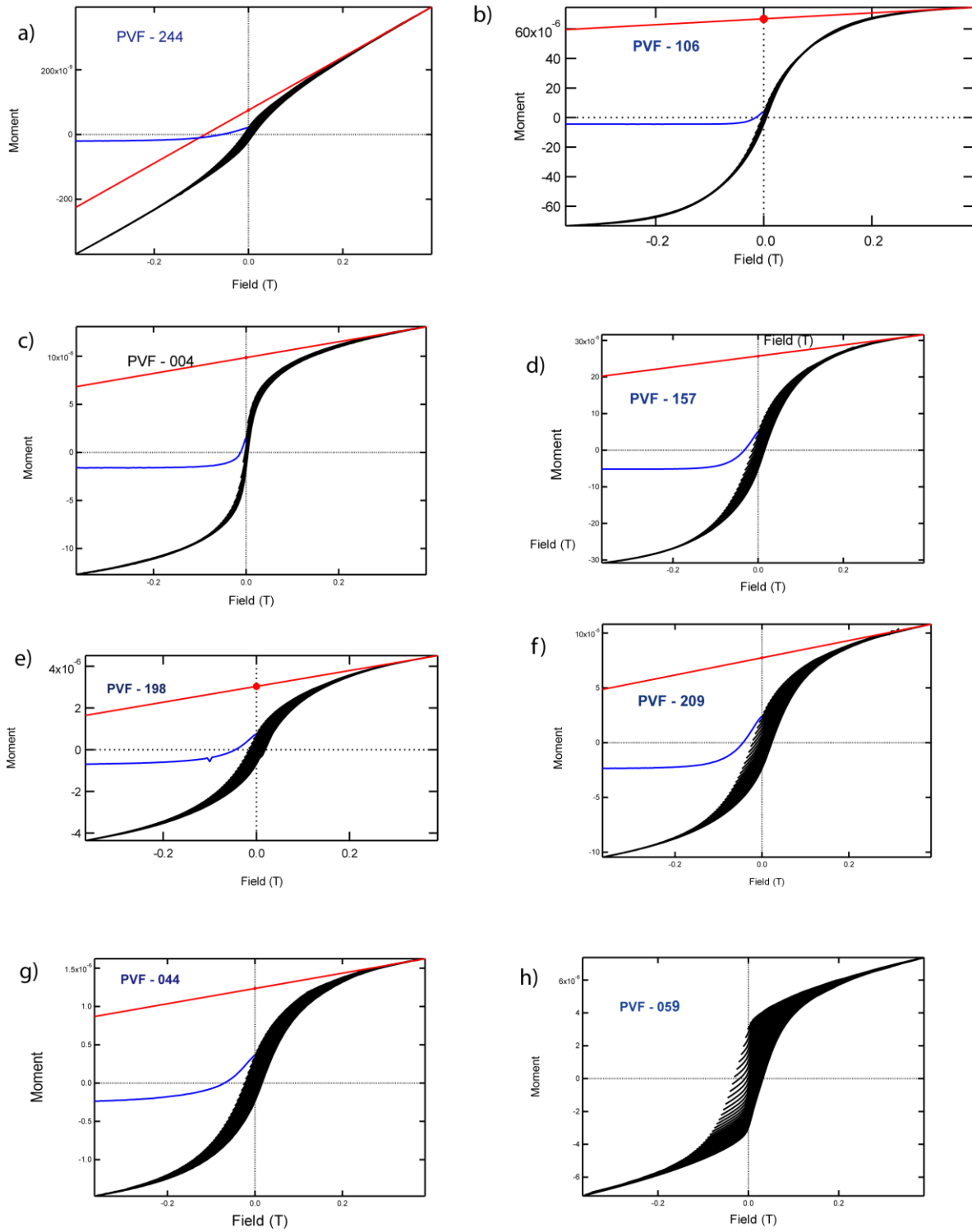


Figura 5.2 Curvas del ciclo de histéresis representativas para este trabajo.

5.1.3 Diagrama de Day

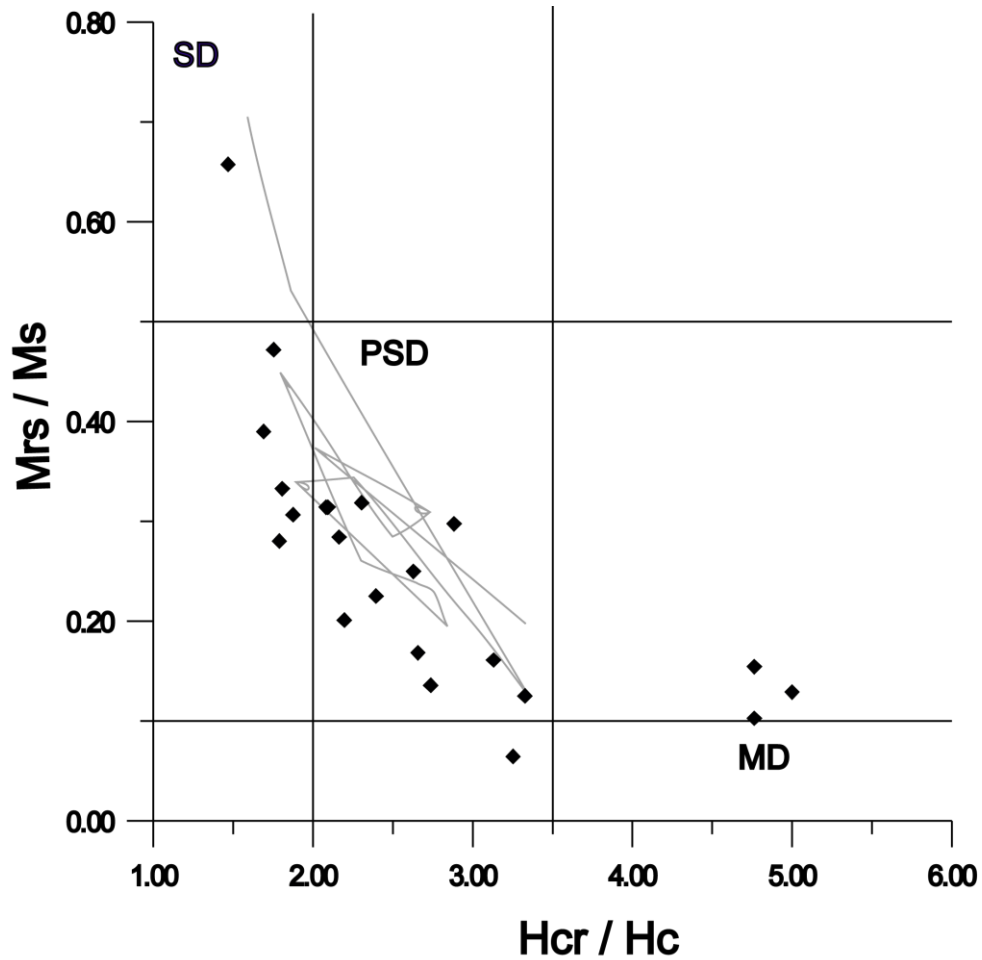


Figura 5.3 Proyección cartesiana de coercitividad en función de la magnetización de saturación propuesto por Day et al. (1977), donde se observan los agrupamientos de los diferentes tipos de dominio magnético de las rocas portadoras de la magnetización en el CVP, todos los parámetros se obtuvieron luego de los análisis de histéresis.

Para los parámetros magnéticos propuestos por Day et al. (1977) y Dunlop (2002) sobre las mezclas de dominios SD, PSD y MD, se graficaron los parámetros de saturación de magnetización M_{RS} / M_S en función de sus parámetros de coercitividad H_{CR} / H_c a fin de representar gráficamente la distribución de las

diferentes mezclas de dominio magnético obtenidas a partir de los ciclos de histéresis (Figura 5.3). Para este estudio se distingue la tendencia de las muestras a una mezcla de pseudo-dominio simple PSD, donde el 80% de los sitios caen dentro de este rango, tres de los sitios entran en el rango de los dominios múltiples MD, y solo uno de los sitios cae en el rango de dominio simple SD. Las líneas que aparecen entre los puntos representan una correlación lineal entre los puntos de acuerdo al tipo de dominio al que pertenecen, a fin de agruparlos de acuerdo a la región del gráfico en la que se encuentran, de acuerdo a su dominio magnético.

5.1.4 Gráficos de FORC

Complementario a las pruebas de histéresis y al diagrama de Day, las curvas reversibles de primer orden (FORC) son de gran utilidad para conocer la distribución de la coercitividad de las muestras, y así complementar la información respecto a los tipos de mezcla de dominio existentes en las muestras.

Los gráficos obtenidos en este trabajo muestran una clara tendencia hacia una mezcla de dominios SD – PSD, como se observa en la figura 5.4 con altas densidades de FORC en las muestras, y con diferentes elongaciones en cuanto a la distribución de la coercitividad hacia el eje H_c alejándose del eje de las ordenadas, mostrando una tendencia de las muestras al contenido de tamaños de grano medio y mezclas de tipo PSD.

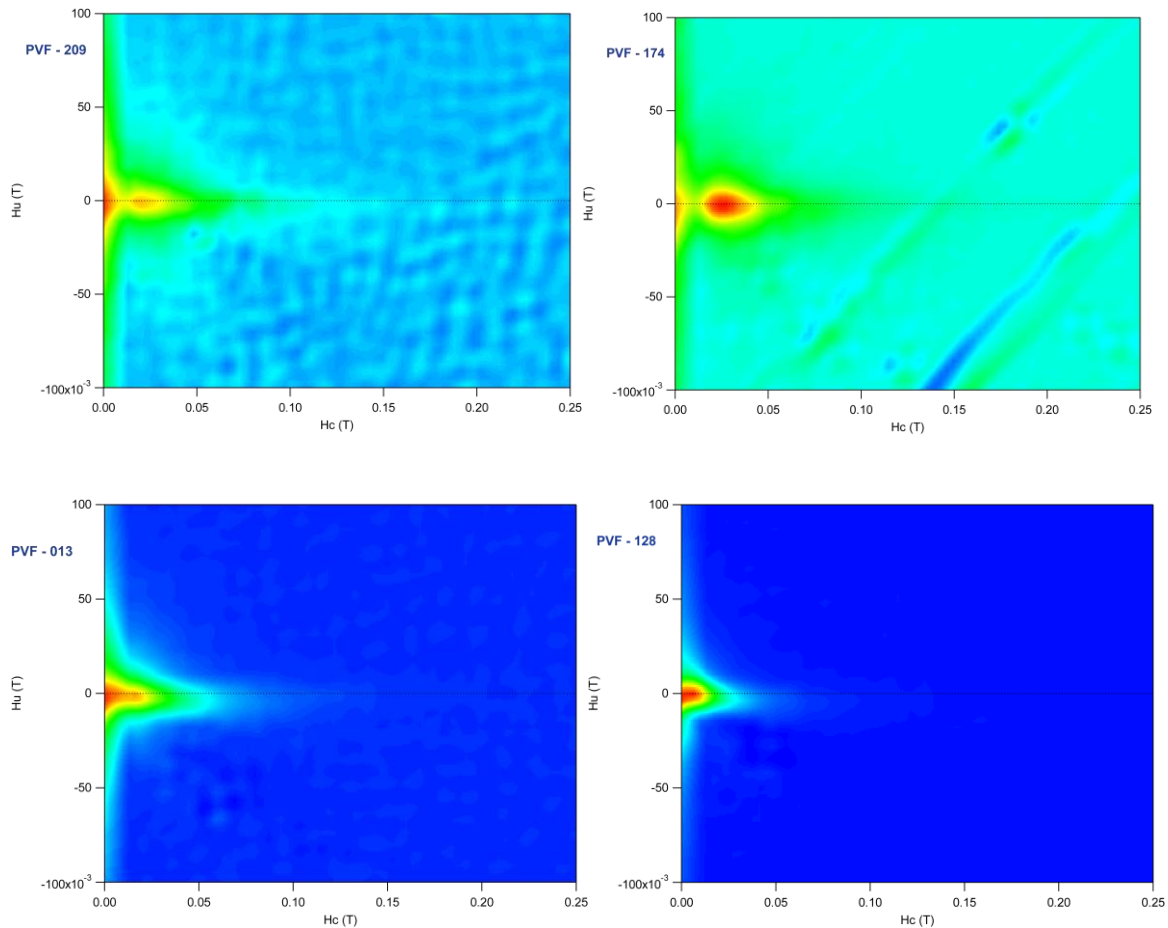


Figura 5.4 Diagramas de FORC característicos para los sitios del CVP, con mezclas de dominios simple con PSD (arriba) y de mezclas diversas de PSD (abajo), con diferentes densidades y elongaciones axiales de la distribución de la coercitividad.

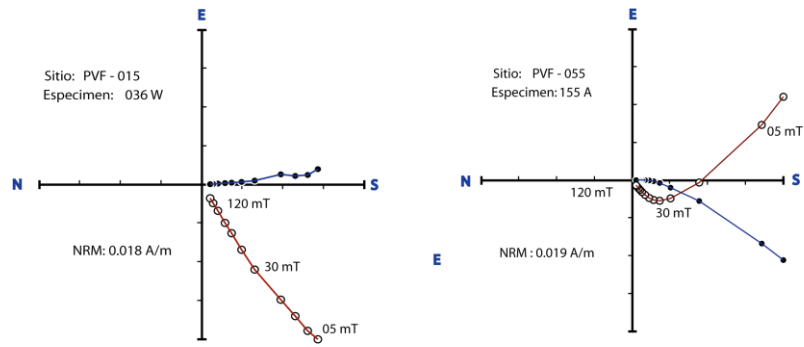
5.2 Análisis Direccional

A fin de conocer el comportamiento direccional del campo geomagnético en el periodo de tiempo que comprende al evento eruptivo *Pinacate* y *Pre-Pinacate*, se llevó a cabo el estudio de direcciones medias en base a los procedimientos seleccionados para determinar la componente direccional característica de cada uno de los sitios.

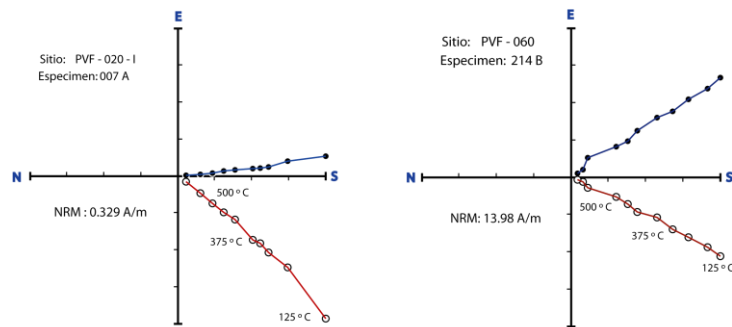
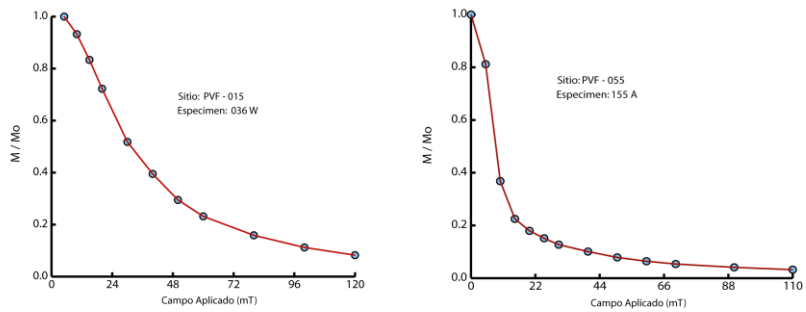
5.2.1 Diagramas ortogonales

Para el análisis de los espectros de desmagnetización y la construcción de diagramas ortogonales de Zijderveld se utilizaron los dos procedimientos seleccionados para el proceso de lavado magnético: por la técnica de desmagnetización térmica (*ThD*) y por campos alternos (*AF*), a fin de obtener la componente direccional característica para cada muestra, y con ello obtener un valor medio para cada sitio, así como el coeficiente de dispersión y su desviación angular media (*MAD*), para la cual se estableció un parámetro $< 5^\circ$. Para las muestras desmagnetizadas por campos alternos se observó un campo destructivo que en promedio se encontró en el rango de entre los 30 y 40 *mT*, y para las muestras desmagnetizadas por temperatura se observó una temperatura de desbloqueo promedio en un rango de 530° C y 570°. En la mayoría de los sitios se observó la presencia de componentes secundarias, las cuales fueron removidas con facilidad en los primeros pasos de desmagnetización para ambos métodos.

Para la determinación de las direcciones características de cada sitio se tomaron en cuenta diferentes criterios de calidad, tomando un mínimo de 5 puntos para la obtención de la componente direccional característica ortogonal al origen, con una desviación angular media inferior a los 5°, y los parámetros de dispersión *k* y de confianza α_{95} de acuerdo a la estadística de Fisher, con base en eso se obtuvo una dirección característica para cada espécimen desmagnetizado, y en conjunto para cada sitio, se obtuvieron las direcciones medias.



Desmagnetización por Campos Alternos



Desmagnetización Térmica

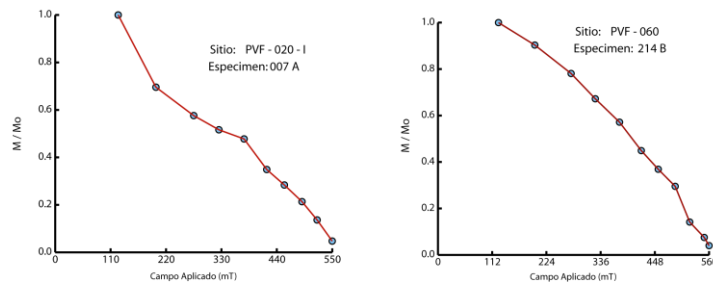


Figura 5.5 Diagramas ortogonales representativos de los procesos de desmagnetización por campos alternos (arriba) y por temperatura (abajo). En ambos métodos se observó un comportamiento unidireccional en la mayoría de los sitios, salvo aquellos que muestran una componente secundaria muy marcada (arriba-der), la cual se logró eliminar al aplicar un campo bajo y/o a los primeros pasos de temperatura durante el proceso de desmagnetización.

5.2.2 Direcciones medias y VGP's

Los valores representativos para las direcciones medias (D_m , I_m) y los polos geomagnéticos virtuales (**VGP**) fueron promediados en base a las direcciones características obtenidas en el proceso de desmagnetización progresiva y seleccionados en base a los parámetros de calidad antes mencionados. De los 22 sitios, solo uno fue rechazado para el estudio, dada la gran dispersión obtenida y el bajo nivel de confiabilidad obtenido. En la tabla 5.1 se muestra el resumen detallado de las direcciones medias obtenidas, así como su ubicación geográfica y polaridad.

La relación de direcciones medias por sitio está representada en la siguiente figura, donde se observan 19 polaridades normales, dos polaridades inversas, y un sitio se descartó dado que no se pudo determinar una dirección media confiable. De los 22 sitios muestreados 15 corresponden al evento eruptivo Cuaternario **Pinacate**, del cual todas las polaridades encontradas son normales. Para el evento eruptivo del Mioceno medio **Pre-Pinacate** corresponden 7 sitios, de los cuales 4 presentan polaridad normal, dos polaridades inversas y uno fue descartado.

<i>Sitio</i>	<i>n/N</i>	<i>D_m</i>	<i>I_m</i>	<i>k</i>	<i>α₉₅</i>	<i>P. Lat</i>	<i>P. Long</i>	<i>Polaridad</i>	<i>N</i>	<i>W</i>
PVF-015	7/8	7.4	56.9	102	6.7	81.7	158.6	normal	31° 53.15'	113° 21'
PVF-019	6/8	1	62.7	28.6	17.5	77.7	116.8	normal	31° 53.27'	113° 21.92'
PVF-020-I	8/8	356.6	39.7	134.4	5.8	80.3	312.2	normal	31° 47.7'	113° 23.17'
PVF-020-II	6/8	6.5	43.1	857.8	3.1	81.1	251.6	normal	31° 47.5'	113° 23.17'
PVF-050	8/8	5.3	30	28.8	15.5	73.8	274.7	normal	31° 34.24'	113° 25.32'
PVF-051	8/8	3.9	58.9	19.9	22.4	81.4	133.8	normal	31° 44.7'	113° 21.55'
PVF-052	6/8	8.3	52.5	96.7	9.4	82.9	190.7	normal	31° 43.06'	113° 19.71'
PVF-053	7/8	14.7	27.4	15.7	19.9	68.1	252.3	normal	31° 42.46'	113° 18.71'
PVF-054	6/8	354.1	59.6	301.8	5.3	80.2	86.2	normal	31° 58.491'	113° 37.16'
PVF-055	7/8	344.5	50.5	64.3	11.5	76.8	24.2	normal	32° 8.210'	113° 51.271'
PVF-056	8/8	15.2	59.1	120.2	8.4	75.4	166.2	normal	31° 55.837'	113° 20.764'
PVF-057	6/8	22.4	11	11.9	17.8	74.3	294.4	normal	31° 43.675'	113° 14.127'
PVF-058	9/10	15.4	68.6	27.1	13.1	78.1	137.5	normal	31° 43.783'	113° 14.291'
PVF059	8/9	45.8	74.8	278	4	61.4	144.1	normal	31° 43.822'	113° 14.230'
PVF-060	6/8	327.7	42.8	20.6	17.2	60.9	17.8	normal	31° 44.254'	113° 14.194'
PVF-061	7/8	339.9	60.2	31.1	16.5	71.2	59.9	normal	31° 33.36'	113° 28.151'
PVF-062	9/9	166.4	-35.7	47	28.6	-72.9	160.2	inversa	31° 44.146'	113° 16.538'
PVF-063	8/8	354	51.6	10.4	19.5	84.9	28.5	normal	31° 51.253'	113° 13.74'
PVF-064*	7/7	110.1	-87.6	4.6	31.6	-33.5	287.8	inversa	-----	-----
PVF-065	6/8	345.3	26.2	39	18.8	68	334.2	normal	31° 42.14'	113° 08.187'
PVF-098	7/8	160.3	-48.1	36.8	16.6	-72.9	200.2	inversa	31° 55.837'	113° 20.764'
PVF099	7/8	7.3	41.7	248.4	5.8	70.5	80.2	normal	31° 55.837'	113° 20.764'

Tabla 5.1 Relación de los resultados obtenidos para el análisis paleodireccional con sus correspondientes valores estadísticos, donde: *n* número de muestras por sitio; *D_m* dirección media para cada sitio; *I_m* inclinación media; *k* dispersión media por sitio; *α₉₅* nivel de confianza promedio por sitio; N, latitud norte; W, longitud oeste.

En la Figura 5.6 se presenta una proyección estereográfica de igual área de 21 de los 22 sitios que comprenden la muestra total para el CVP, con las direcciones medias de cada uno de ellos, y sus respectivos intervalos de confianza, los círculos en color negro representan los sitios con polaridades normales, y los círculos en blanco los sitios con polaridad inversa.

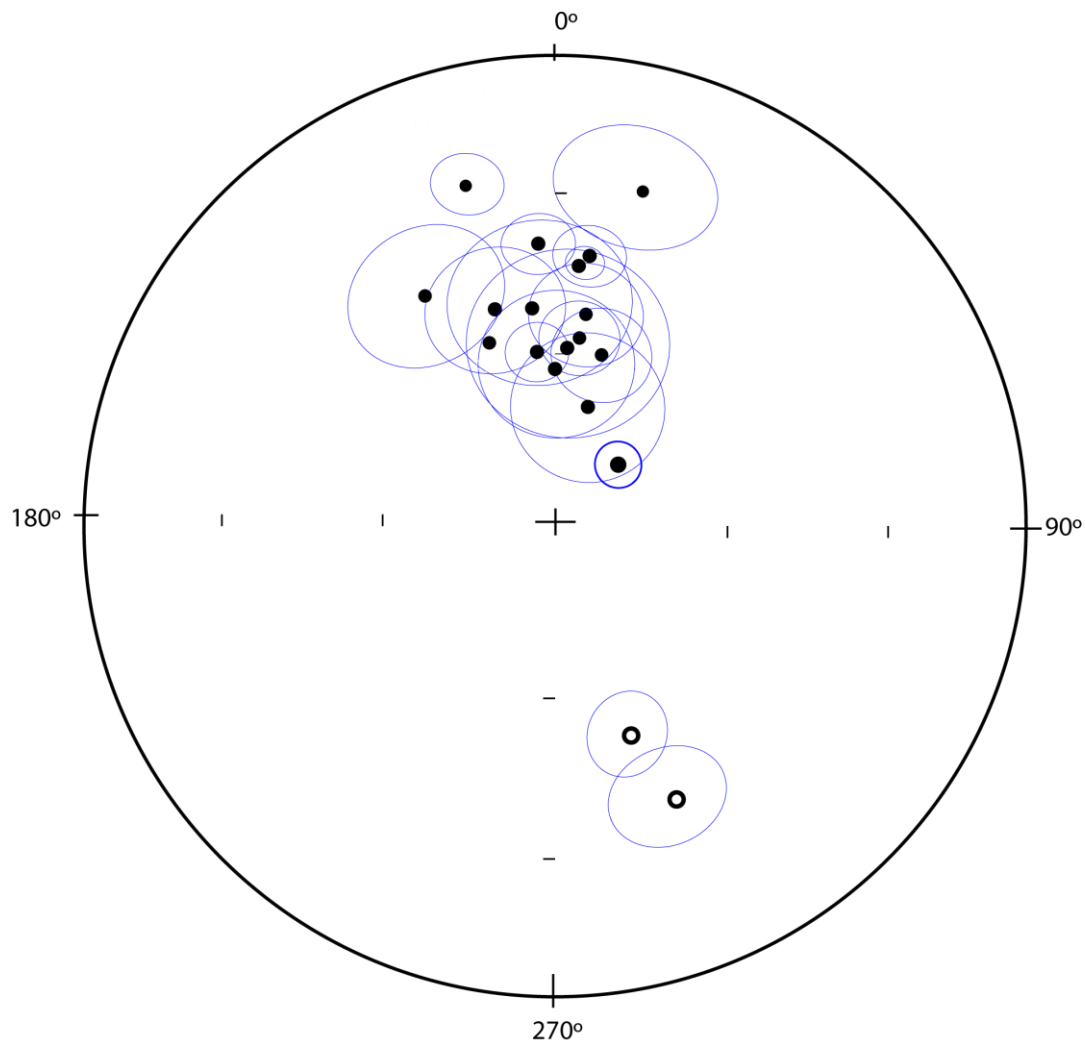


Figura 5.6 Proyección estereográfica de igual área de las direcciones medias para el total de los sitios colectados del CVP.

Las direcciones medias calculadas para el evento cuaternario **Pinacate**, de los 15 sitios obtenidos, todos con polaridades normales se obtuvo una dirección media con una **Inc = 49.3°**, una **Dec = 2.5°**, un valor de dispersión **k = 20.9** y un nivel de confianza **$\alpha_{95} = 16.3$** .

Para los sitios pertenecientes al evento **Pre-Pinacate** también se realizó el cálculo de direcciones medias. Los valores de dirección media obtenidos de estos sitios es: **Inc = 08.5°**, y **Dec = 50.1°**, los parámetros de dispersión y de confianza no se pudieron determinar dada la escasez de sitios.

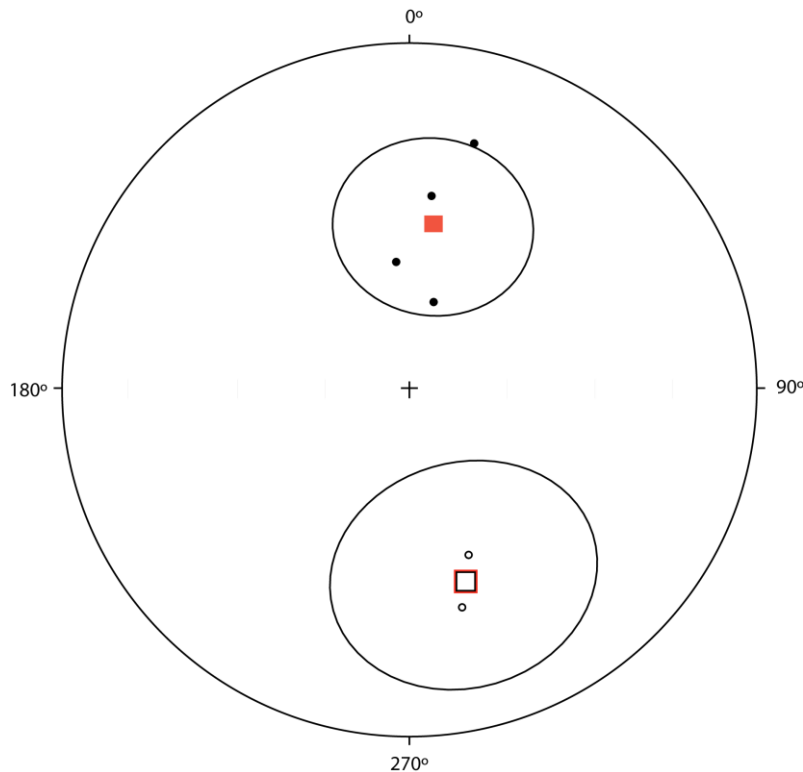


Figura 5.7 Muestra la proyección estereográfica de igual área para los sitios correspondientes al evento Pre-Pinacate, el recuadro en color sólido representa la dirección media para los sitios con polaridades normales, y el recuadro en blanco muestra la dirección media para los sitios con polaridad inversa.

En una proyección estereográfica de igual área se representan los polos geomagnéticos virtuales, donde se muestran los sitios seleccionados para el estudio de variación paleosecular, estableciendo un criterio de corte dentro del límite de 45° representado con una línea punteada concéntrica al círculo exterior, en contraposición con los valores de inclinación y declinación media para cada sitio.

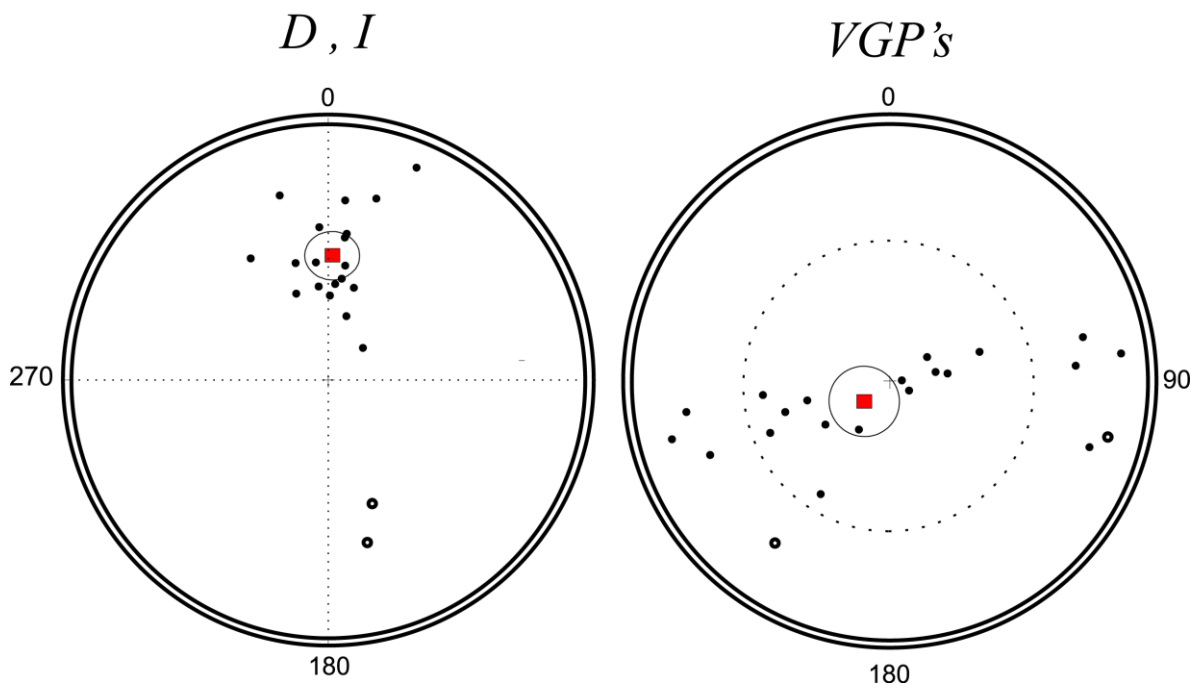


Figura 5.8 Proyecciones estereográficas para las Direcciones medias (izq) y VGP's (der), y la ubicación de sus valores medios.

5.3 Variación paleosecular (PSV)

Para el estudio de la variación paleosecular se seleccionaron únicamente las muestras pertenecientes al espacio temporal que abarca el evento eruptivo *Pinacate*, con edades en entre 1.1 Ma y 12 Ka, empleando un total de 13 sitios para la estimación de la dispersión angular estándar S_b

Para estimar la PSV fue necesario calcular la desviación angular estándar del polo geomagnético promedio para los sitios seleccionados (McFadden, 1991). Se empleó la fórmula:

$$S_b = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left(\sum_{i=1}^N \theta_i^2 - \frac{S_{w_i}^2}{n_i} \right)}$$

Donde S_b es la desviación angular estándar; N el número total de sitios empleados para el estudio; θ es igual a la diferencia entre la latitud obtenida de los VGP's y el valor del GAD; S_{w_i} representa la dispersión existente de los datos obtenidos en el análisis paleodireccional, que se estima con la fórmula $S_w = \frac{81^\circ}{\sqrt{k}}$ (Cox, 1969); y n_i es el número de especímenes medidos promedio por sitio.

Los valores para la PSV se obtuvieron en base a los criterios de selección establecidos durante el proceso de desmagnetización térmica, así como un criterio de corte para los VGP's, con el cual fueron seleccionados 14 sitios, todos de una edad Cuaternaria de entre 1.1 Ma y 12 Ka, con la finalidad de establecer un parámetro de confiabilidad para la muestra seleccionada.

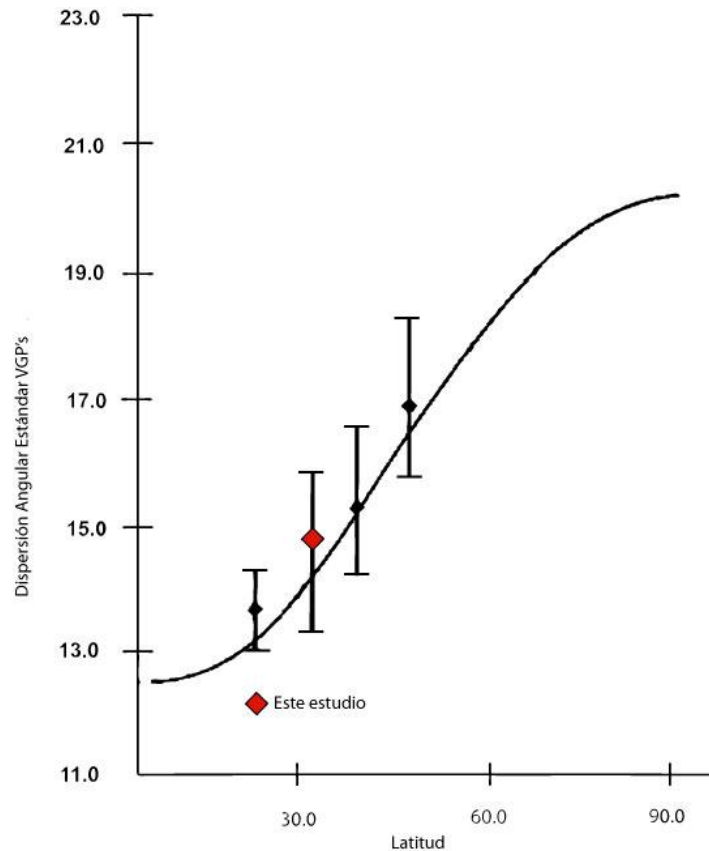


Figura 5.9 Aproximación de los resultados obtenidos para la PSV del presente trabajo, en superposición con el modelo G propuesto por McFadden (1988).

Los resultados obtenidos son consistentes para el valor esperado de acuerdo al Modelo G para los últimos 5 Ma (McFadden, 1988), en el presente estudio se contemplan edades que van de los 12 Ka a 1 Ma,

<i>Evento</i>	<i>Dirección Media</i>					<i>Polo Geomagnético Virtual</i>				
	<i>N</i>	<i>Dec.</i>	<i>Inc.</i>	α_{95}	<i>k</i>	<i>Long.</i>	<i>Lat.</i>	<i>S_b</i>	<i>S_u</i>	<i>S_i</i>
Pinacate	13	2.5	49.3	16.3	20.9	223.8	78.3	14.51	16.09	13.22

Tabla 5.2 Resumen de los datos direccionales obtenidos.

5.4 Paleointensidad Absoluta

La comprensión del campo geomagnético antiguo es la razón de ser del paleomagnetismo, y el estudio de la intensidad de este a través del tiempo es uno de los aspectos más importantes que contempla cualquier estudio paleomagnético, ya que de esta manera nos aproximamos a una mejor comprensión del comportamiento geodinámico que afecta directamente al campo magnético de la tierra.

Este principio tiene una íntima relación con el momento dipolar virtual (**VDM**) del campo geomagnético, el cual da origen al vector correspondiente al campo en una ubicación dada.

$$VDM = \frac{4\pi R_{tierra}^3}{\mu_0} \frac{B_{ant}}{\sqrt{1 + 3\cos^2\theta}}$$

Donde θ representa la colatitud magnética y B_{ant} la paleointensidad calculada para la localidad.

El estudio de la paleointensidad absoluta en rocas volcánicas tiene su principio elemental en la forma en que la roca adquiere la remanencia magnética al momento de su formación, como ya se explicó en el capítulo 4. Esta remanencia se registra en la roca con información sobre la dirección y magnitud del campo magnético terrestre en un punto discreto en el tiempo.

La proporcionalidad entre la magnetización remanente natural (NRM) adquirida durante el enfriamiento en el proceso de formación de una roca volcánica (en un punto en el tiempo y expuesto a las condiciones del campo magnético en ese

momento) y la magnetización remanente térmica (TRM) después del enfriamiento en el campo actual debe ser la misma entre ambos momentos de tiempo, con una relación de proporcionalidad dada (Dunlop, 2011):

$$\frac{H_{ant}}{H_{act}} = \frac{NRM}{TRM}$$

Donde, para poder recrear las condiciones del campo geomagnético antiguo debe existir una proporcionalidad entre la magnetización termoremanente adquirida y la magnitud del campo magnético aplicado. Esto se basa en el modelo de Néel para la magnetización remanente térmica (Néel, 1955), que dice que la intensidad de la TRM es linealmente proporcional a un campo magnético aplicado externo, a una temperatura dada.

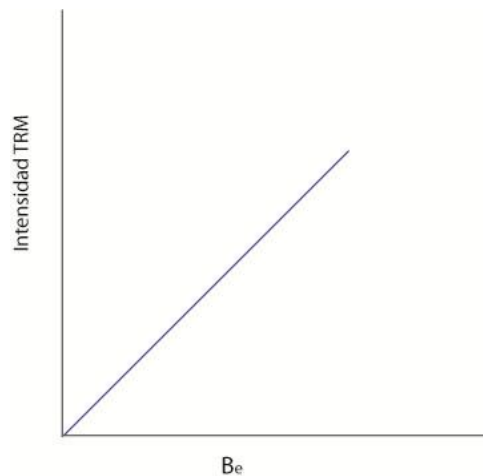


Figura 5.10 Gráfico de proporcionalidad que muestra la relación de crecimiento lineal entre la intensidad de la TRM y un campo magnético externo aplicado B_e a una temperatura dada.

Esta regla de proporcionalidad permite reproducir bajo ciertos criterios, las condiciones del campo magnético en el momento en el que se registró en la roca, a fin de conocer su magnitud, dada la siguiente regla de correspondencia:

$$B_{ant} = \frac{M_{NRM}}{M_{lab}} B_{lab}$$

Entonces, podemos reproducir el campo magnético antiguo conociendo la magnetización remanente natural y su relación con la magnetización remanente adquirida en el laboratorio en función de un campo magnético conocido y constante, aplicado en el laboratorio. La resultante se puede representar como una recta con pendiente $\frac{M_{NRM}}{M_{lab}}$, que varía en función de un campo conocido B_{lab} , reproduciendo proporcionalmente la magnitud del campo magnético antiguo al momento de la adquisición de la remanencia natural.

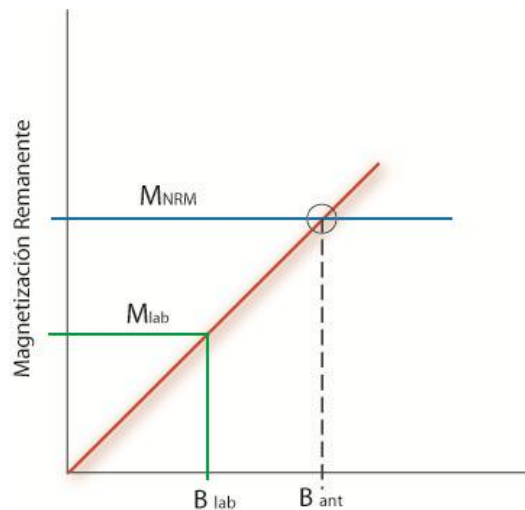


Figura 5.11 Relación de proporcionalidad entre la magnetización remanente natural y la magnetización remanente inducida en el laboratorio.

El proceso de reproducción del campo magnético antiguo en el laboratorio se lleva a cabo empleando la ley de la aditividad de la magnetización remanente térmica TRM, en base a la suma de sus componentes parciales (pTRM), donde es posible descomponer el espectro de la temperatura de bloqueo en fracciones independientes, dada la siguiente relación lineal:

$$TRM_{total} = \sum_i^n pTRM_i$$

Cada $pTRM_i$ representa la aplicación de un campo conocido a una i -ésima temperatura, y la suma total de cada una de las etapas da como resultado la componente total de la magnetización remanente térmica, haciendo posible observar en cada paso la reproducibilidad del experimento en el laboratorio.

Para la determinación de la paleointensidad absoluta, se empleó un experimento basado en calentamiento a pasos progresivos de temperatura, seleccionando el método diseñado por Thellier y Thellier (1959) modificado por Coe (1967b), el cual propone realizar calentamientos escalonados, reemplazando la NRM por pTRM's, a fin de establecer la relación M_{NRM}/M_{lab} y conocer la constante de proporcionalidad que aproximaría el experimento a las condiciones antiguas del campo geomagnético, donde se asume que cada fracción de pTRM es independiente en cada paso de temperatura (ley de independencia de pTRM), permitiendo reconstruir la adquisición de la remanencia natural *paso a paso*. Durante cada paso de calentamiento se aplica un campo magnético conocido B_{lab} el cual determina la magnitud del campo magnético antiguo en proporción de la

relación obtenida por el fraccionamiento del espectro de magnetización térmica vía los pTRM's.

Para la modificación propuesta por Coe (1967), cada paso de calentamiento se realiza en dos etapas: la primera sin la presencia de un campo, y en la segunda se calienta la muestra a la misma temperatura con la presencia de un campo conocido. Adicionalmente a los pasos de calentamiento en ausencia y presencia de un campo magnético, se establece un chequeo regresivo en el calentamiento de las muestras, este sin la presencia de un campo magnético, el cual consiste en calentar nuevamente la muestra a un punto de temperatura inferior al último punto observado. Es decir, al completar el ciclo de mediciones de una temperatura de calentamiento de 350°C sin la presencia de un campo, y posteriormente con la presencia de un campo magnético de 40 μT , se realiza un nuevo calentamiento sin la presencia de un campo a una temperatura de 250°C. Esto tiene como objetivo verificar la estabilidad térmica de la muestra, y observar la posible alteración sucedida durante el proceso de calentamiento. Si esta comprobación es positiva implica mayor calidad del experimento, verificando su aproximación a la relación lineal descrita anteriormente.

Sin embargo, existen algunos factores que pudieran intervenir en la reproducibilidad de las condiciones antiguas del campo magnético, como son: la posible alteración del contenido mineralógico debido al calentamiento; y que la NRM original pudiera ser aportada por granos de dominios múltiples. Esto dificultaría la reproducibilidad del experimento, obteniendo resultados de

paleointensidad diferentes a la esperada ocurrida durante el momento de adquisición de la remanencia.

Para el estudio se llevó a cabo una selección de muestras, basados en los resultados obtenidos de los experimentos de propiedades magnéticas realizados previamente:

- i. En los diagramas ortogonales de Zijdeveld, se seleccionaron aquellos especímenes con un comportamiento unidireccional y estable, tanto por desmagnetización por campos alternos como térmica, con una desviación angular estándar menor a 5° , y que cubrieran al menos 5 puntos consecutivos para obtener una dirección característica.
- ii. De las curvas de susceptibilidad vs. temperatura, fueron seleccionados aquellos sitios que presentaban una sola fase magnética durante el proceso de calentamiento, y cuya curva de enfriamiento fuera similar (reversible) a la curva de calentamiento. Esto a fin de garantizar la estabilidad térmica de las muestras durante el desarrollo del método de Thellier-Coe (1967), y de este modo evitar la alteración térmica durante el calentamiento, y tener mayor estabilidad durante el proceso de enfriamiento de las muestras.
- iii. De los gráficos del ciclo de histéresis, FORC y diagrama de Day, se dio preferencia a los sitios cuyos resultados se ajustaran a las mezclas de tipo de dominio más adecuadas para el análisis de paleointensidad, siendo estas las que se encontraban en el rango de los SD – PSD, a fin de evitar la inclusión de especímenes con mezclas de dominios múltiples que pudieran alterar los resultados (Dunlop, 2011).

Con base en los criterios antes mencionados, de los 235 especímenes que conforman la muestra colectada para el CVP, se seleccionó una submuestra de 92 especímenes, los cuales cumplen con los criterios de calidad antes mencionados. El proceso experimental se llevó a cabo en el laboratorio de paleomagnetismo de rocas del Instituto de Geofísica de la UNAM, empleando el método Thellier-Coe, en un horno para paleointensidad con porta muestras con una capacidad de 46 especímenes, por lo que la muestra fue fraccionada en dos grupos, con calentamientos progresivos a diferentes intervalos desde los 100°C hasta los 550°C, realizando chequeos a cada dos pasos de calentamiento. El proceso de enfriamiento se realizó con aire, partiendo de la temperatura establecida a cada paso de calentamiento hasta la temperatura ambiente dentro del laboratorio. El campo magnético aplicado a las muestras fue de 40 μ T.

Para los métodos que implican un calentamiento progresivo de las muestras, existen muchos factores que pueden afectar los resultados durante el procedimiento experimental. En el caso particular del método de Thellier, la tasa de éxito para los especímenes seleccionados oscila entre el 30% y el 10% del total de la muestra, debido a los numerosos pasos de calentamiento que el proceso implica (Perrin, 1998).

De la muestra total de 92 especímenes para el trabajo experimental de paleointensidad, fueron seleccionados 20 especímenes pertenecientes a 6 sitios, la selección se llevó a cabo bajo los siguientes criterios obtenidos luego del trabajo experimental. Una desviación angular máxima menor a 10° para los

parámetros de calidad propuestos por Coe (1967b), un factor de calidad $q > 1$, la fracción del NRM $f > 0.3$ y controles positivos con un coeficiente ≤ 10 ; así como un mínimo de 5 puntos consecutivos para integrar los pTRM's para determinar correctamente el coeficiente de proporcionalidad original de la NRM. En este trabajo se logro un porcentaje de éxito del 21.7%.

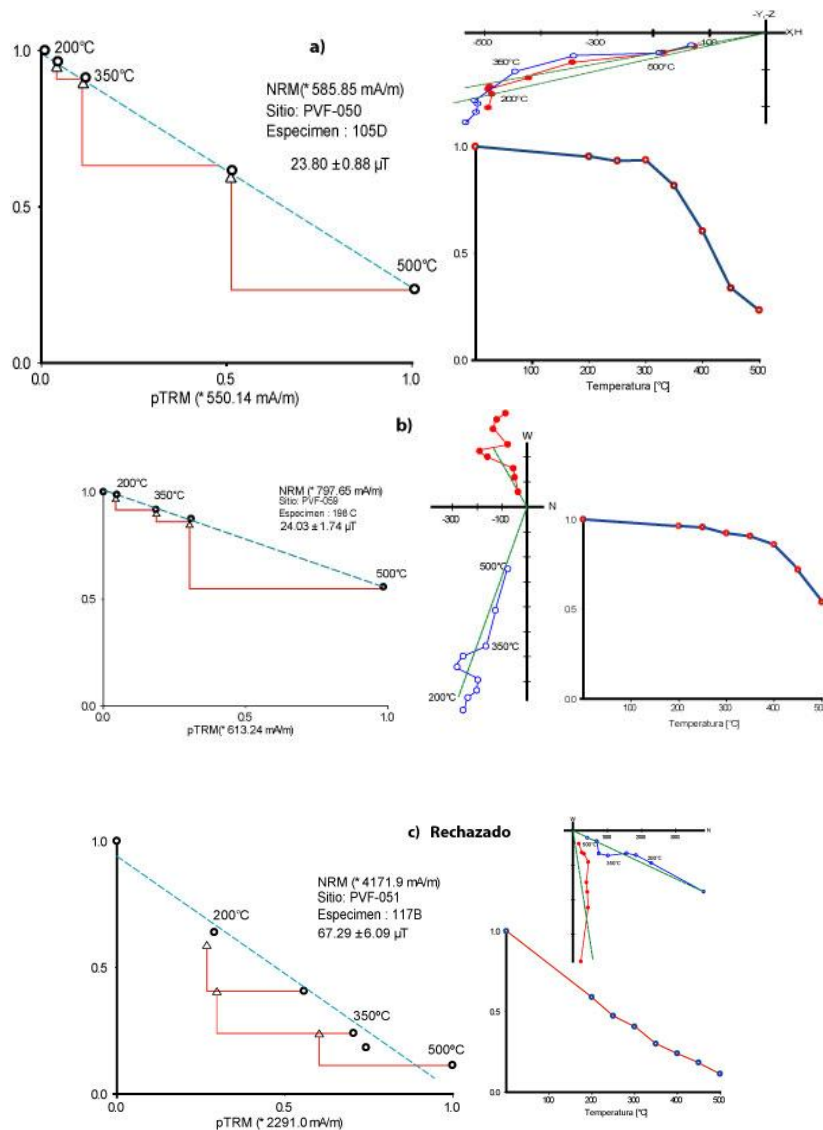


Figura 5.12 Diagramas de Arai-Nagata, ortogonales y de pérdida de la remanencia, para las muestras representativas de los sitios seleccionados, con comportamientos promedio para muestras aceptadas para el estudio (a,b), y un espécimen rechazado, de acuerdo a los factores de calidad propuestos por Coe (1967b).

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>MAD</i>	<i>Edad Ka</i>	<i>N</i>	<i>Temp</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	<i>Pendiente</i>	<i>σ/pendiente</i>	<i>PI μT</i>	<i>σ ±</i>	<i>VADM</i>	<i>VADMe</i>
PVF-015	036C	0.945		7	0-500 C	0.316	0.734	5.607	-1.551	0.041	62.06	2.58	8.08 ± 0.34	8.08 ± 0.34
PVF-020-I	008B	10.16	32.6 ± 6	8	0-500 C	0.899	0.766	5.548	-0.704	0.124	28.16	3.5	3.68 ± 0.46	3.68 ± 0.46
PVF-020-II	010A	1.739		6	200-500 C	0.475	0.682	2.315	-0.904	0.14	36.19	5.08	4.72 ± 0.66	6.46 ± 0.69
PVF-020-II	011B	3.644		7	200-500 C	0.516	0.621	2.575	-0.795	0.124	31.83	3.97	4.15 ± 0.52	
PVF-020-II	012A	3.41	42 ± 13	7	0-500 C	0.648	0.708	3.484	-0.985	0.131	39.43	5.2	5.14 ± 0.68	
PVF-020-II	014A	1.831		7	200-500 C	0.464	0.714	2.684	-1.316	0.123	52.68	6.51	7.56 ± 0.93	
PVF-020-II	015B	1.977		8	0-500 C	0.516	0.761	4.015	-1.313	0.097	52.52	5.14	7.53 ± 0.74	
PVF-020-II	016B	0.988		7	0-500 C	0.4	0.717	3.584	-1.683	0.08	67.35	5.4	9.66 ± 0.74	
PVF-050	105D	8.576	19 ± 5	8	0-500 C	0.76	0.727	14.9	-0.793	0.037	31.73	1.17	4.78 ± 0.18	5.11 ± 0.32
PVF-050	106B	6.646		8	0-500 C	0.821	0.793	7.852	-0.906	0.082	36.24	3.01	5.46 ± 0.46	
PVF-055	159C	11.29	12 Ma *	7	200-500 C	0.4	0.635	2.671	-0.657	0.095	26.32	2.51	3.96 ± 0.38	4.03 ± 0.34
PVF-055	160D	8.688		8	200-500 C	0.449	0.613	1.87	-0.682	0.147	27.28	4.02	4.11 ± 0.60	
PVF-059	196A	6.225		5	0-350 C	0.352	0.587	6.172	-0.539	0.033	21.6	0.72	3.96 ± 0.13	4.71 ± 0.44
PVF-059	197D	11.8		8	0-500 C	0.696	0.664	4.841	-0.678	0.095	27.14	2.59	4.97 ± 0.48	
PVF-059	198C	8.743	13 ± 3	7	200-500 C	0.458	0.662	3.78	-5.92	0.08	23.7	1.9	4.34 ± 0.35	
PVF-059	199C	7.492		8	0-500 C	0.599	0.667	3.337	-0.674	0.119	26.98	3.23	4.95 ± 0.60	
PVF-059	200C	9.744		8	0-500 C	0.529	0.668	2.967	-0.743	0.119	29.76	3.55	5.45 ± 0.66	
PVF-059	204A	8.273		8	0-500 C	0.496	0.758	4.122	-0.624	0.091	25.1	2.28	4.58 ± 0.42	

Tabla 5.3 Resumen de los resultados de paleointensidad obtenidos

- MAD Desviación angular máxima
- N número de puntos empleados para el cálculo de paleointensidad
- f,g,q fracción de la NRM, gap factor y parámetro de calidad respectivamente (Coe, 1967)

* Pre-Pinacate, edad de 12 Ma (Vidal-Solano, 2005), descartado para el presente trabajo

Capítulo 6. Discusión y Conclusiones

Durante los experimentos de propiedades magnéticas de las muestras, se logró determinar las características principales de las componentes naturales de remanencia magnética presentes en los diferentes especímenes colectados, las principales mezclas mineralógicas, y la caracterización de su comportamiento a diferentes campos magnéticos y temperaturas aplicadas, lo anterior con el fin de conocer a los portadores de la remanencia magnética y sus direcciones correspondientes.

Los gráficos de susceptibilidad vs. temperatura muestran que los minerales portadores de la componente de remanencia característica son en su mayoría una mezcla de titanomagnetitas pobres en titanio, y magnetitas. En la mayoría de los casos la temperatura de Curie se alcanzó entre los 550 y los 580°C, presentando en su mayoría una sola fase magnética, lo cual apoya la hipótesis de que las direcciones características obtenidas en el presente trabajo son de carácter primario.

Las pruebas del ciclo de histéresis muestran una buena simetría, con valores de coercitividad variables, pudiendo encontrar entre los especímenes diferentes mezclas de dominios magnéticos y diversos tamaños de grano, que van del dominio simple (SD) al dominio múltiple (MD). Las diferentes gráficas obtenidas, de acuerdo a su forma y sus valores de coercitividad y saturación, sugieren que en promedio se obtienen resultados con una mezcla de SD y pseudo dominio simple (PSD), con valores de H_c pequeños y cercanos al origen. No se observaron

gráficos del tipo “*cintura de avispa*” entre las muestras, lo cual indica la nula presencia de minerales de alta coercitividad como la hematita.

Para el diagrama de la magnetización de saturación M_s en función de la coercitividad H_s (Day et al., 1977), los resultados ilustran lo obtenido en el ciclo de histéresis, logrando discriminar los tipos de dominio magnético contenidos en cada uno de los especímenes, siendo la mezcla de SD – PSD la más abundante entre las muestras obtenidas, según los parámetros propuestos por Dunlop (2002) .

Los gráficos de las curvas de reversibilidad de primer orden (FORC), ilustran el comportamiento funcional de la magnetización de saturación en función de la fuerza coercitiva de remanencia donde, en mayor medida, se observaron comportamientos propios de una mezcla PSD, con baja elongación cercana al origen y sobre el eje de las ordenadas, y una elongación más pronunciada, perpendicular a este y en sentido positivo al eje de las abscisas, y en algunos casos mostrando una segmentación en los valores de H_c lo cual sugiere una mezcla particular de SD – PSD.

El análisis direccional fue segmentado en dos grupos: para las muestras Miocénicas del evento *Pre-Pinacate*; y para el conjunto de muestras del Cuaternario del evento *Pinacate*. Se obtuvieron direcciones para cada uno de estos periodos con base en los experimentos de desmagnetización tratados por campos alternos como por temperatura, y la mayoría de las muestras presentó una componente direccional univectorial en ambos procesos. Solo en algunos casos se observaron componentes secundarias, las cuales fueron eliminadas en

bajas temperaturas o por la aplicación de campos magnéticos bajos. En la mayoría de estos resultados se obtuvieron desviaciones angulares máximas (MAD) inferiores a los 5 grados, y en la mayoría de los casos fue posible determinar el vector característico. La excepción fue el sitio PVF-064, con una edad de 19 Ma (Vidal-Solano, 2005), que presentó una gran dispersión en los resultados, y una alternancia en cuanto a los valores de inclinación obtenidos, lo que no permitió definir una dirección media característica, por lo que fue descartado del estudio.

La dirección media para los sitios del evento Pinacate (de 12 Ka a 1.1 Ma), todos con polaridad normal, resultante es ***Inc* = 49.3°**, ***Dec* = 2.5°**, dispersión ***k* = 20.9** y nivel de confianza de **$\alpha_{95} = 16.3^\circ$** , lo que es congruente a lo esperado para el Plio-Cuaternario (Besse yCourtilot, 1991).

Los resultados de la respectiva dirección media para el evento Pre-Pinacate, de un total de 7 sitios, 4 de polaridad normal, 2 de polaridad inversa, y un sitio rechazado, arrojó los siguientes resultados: ***Inc* = 50.1°**, y una ***Dec* = 08.5°**. Sin embargo para este evento volcánico que va de los 12 Ma a los 20 Ma (Vidal-Solano, 2005), los resultados obtenidos no son determinantes, dada la alta dispersión de los datos debido a la poca cantidad de muestras. Este resultado se debe entonces a que la cantidad de muestras no es representativa totalmente de este evento eruptivo, ya que el episodio volcánico Cuaternario Pinacate sobreyace a las rocas Miocénicas del evento Pre-Pinacate, haciendo difícil encontrar más afloramientos y tener así mayor cantidad de muestras. Esto no permite establecer un valor contundente para este periodo de tiempo.

Se calculó la variación paleosecular (PSV) determinada con base en los criterios antes mencionados, para el periodo de tiempo entre los 12 Ka a los 1.1 Ma (la mayor actividad eruptiva en el CVP), empleando 14 sitios todos con polaridades normales. La dispersión angular estándar $S_b = 14.51$, con sus valores para la cota inferior de $S_L = 13.22$, y de $S_U = 16.09$ para su cota superior, es consistente con el modelo G que ilustra la variación angular estándar en función de la latitud (McFadden et al., 1988) para los últimos 5 Ma, el cual supone que durante este periodo de tiempo el campo geomagnético tuvo un comportamiento promedio y acorde a un dipolo geocéntrico y axial. Los resultados obtenidos son congruentes con este modelo, y con una latitud que ronda los 31° , los límites de confianza para la dispersión de la PSV (Cox, 1969) son altos debido a la cantidad limitada de datos disponibles. Sin embargo estos valores colocan al estudio dentro de los parámetros esperados para la latitud y periodo de tiempo de nuestras rocas en estudio.

Los resultados de paleointensidad absoluta obtenidos fueron para el rango de edad entre 10 Ka a los 50 Ka, dado el bajo porcentaje de éxito usual de los métodos de Thellier y Thellier (1959) y modificado por Coe (1967) causado por el efecto del calentamiento progresivo. Las 92 muestras seleccionadas representan aproximadamente el 37.5% del total de las muestras, y de estas se obtuvo un porcentaje de éxito aproximado del 20%. Se tienen resultados satisfactorios solo para el 7.6% de las muestras para el CVP, siendo una cantidad proporcionalmente muy pequeña. Se obtuvieron datos de paleointensidad pertenecientes a 6 sitios, de los cuales 5 pertenecen a la parte final del episodio eruptivo *Pinacate*, en un

rango de edad para el Cuaternario, que abarca de los 10 Ka a los 50 Ka, con un rango de paleointensidad que varía de los $25.71 \pm 2.58 \mu\text{T}$ a los $62.06 \pm 3.27 \mu\text{T}$, y con un momento dipolar axial (VADM) que varía en el rango de los $3.68 \pm 0.46 \cdot 10^{22} \text{ A/m}^2$ a $8.08 \pm 0.34 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$. Obteniendo valores medios de $39.32 \pm 3.10 \mu\text{T}$ y de $5.61 \pm 0.45 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$, respectivamente. Para un sitio se observó un valor de paleointensidad de $27.28 \pm 4.02 \mu\text{T}$ con un VADM de $4.03 \pm 0.34 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$, sin embargo pertenece al evento eruptivo *Pre-Pinacate*, con una edad de 12 Ma, y al solo contar con un solo dato para este episodio, resulta insuficiente para poder obtener un resultado concluyente.

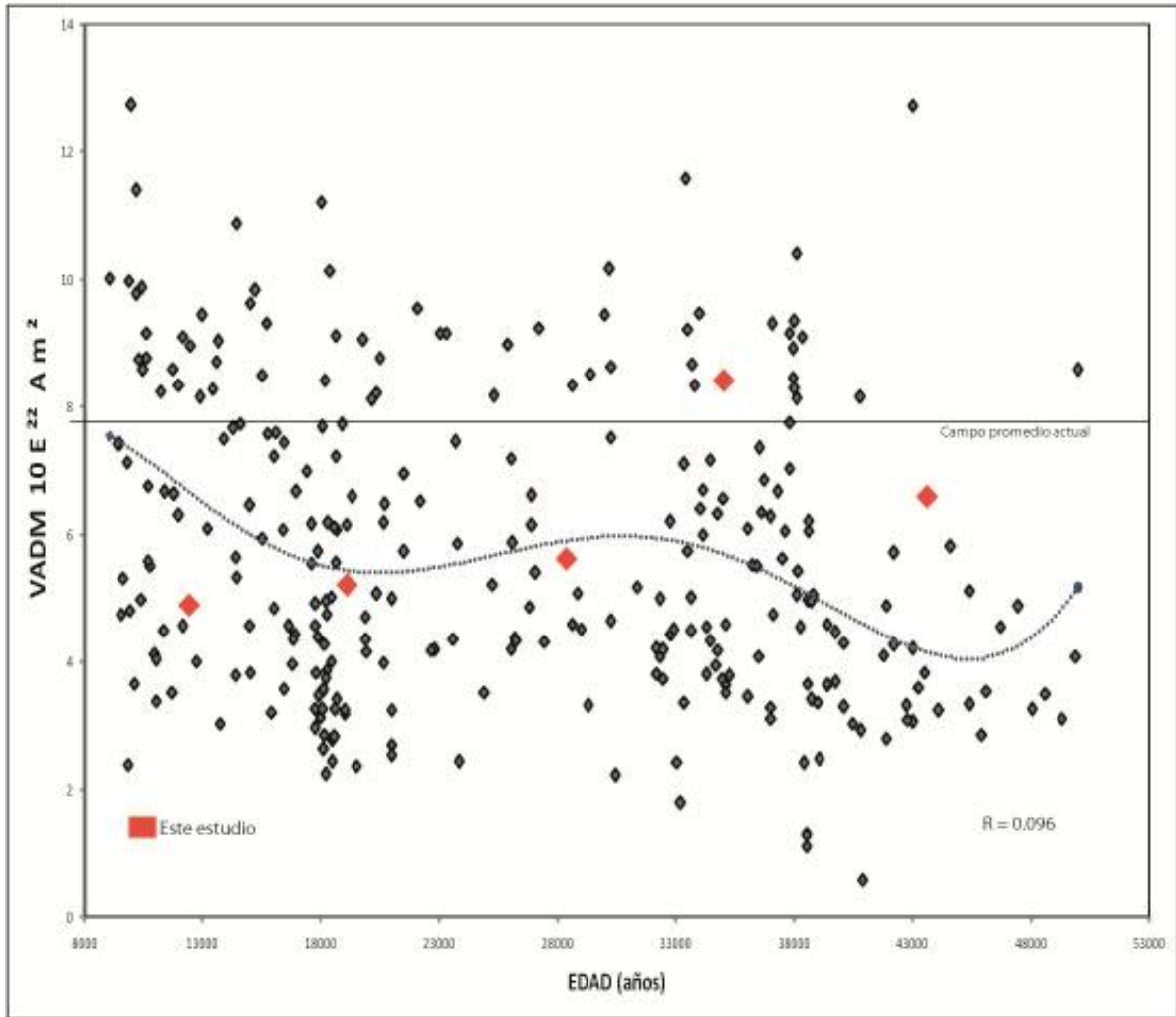


Figura 6.1 Datos obtenidos de muestras seleccionadas para aplicar la metodología de Thellier-Thellier, vía GEOMAGIA50 Database (Donadini et al., 2006; Korhonen, 2008) para los últimos 50 Ka, empleando diversos materiales seleccionados.

Los resultados promedio obtenidos de $5.61 \pm 0.45 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$, son menores al valor promedio del campo geomagnético actual de $7.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Barton et al., 1996), y considerablemente bajos con respecto a los valores presentados para los últimos 50 ka para rocas volcánicas del centro de México de la FVTM (Morales, 2001), pero son consistentes con el valor promedio para el momento dipolar axial para los últimos 5 Ma reportado por Juárez y Tauxe (2000) de $5.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

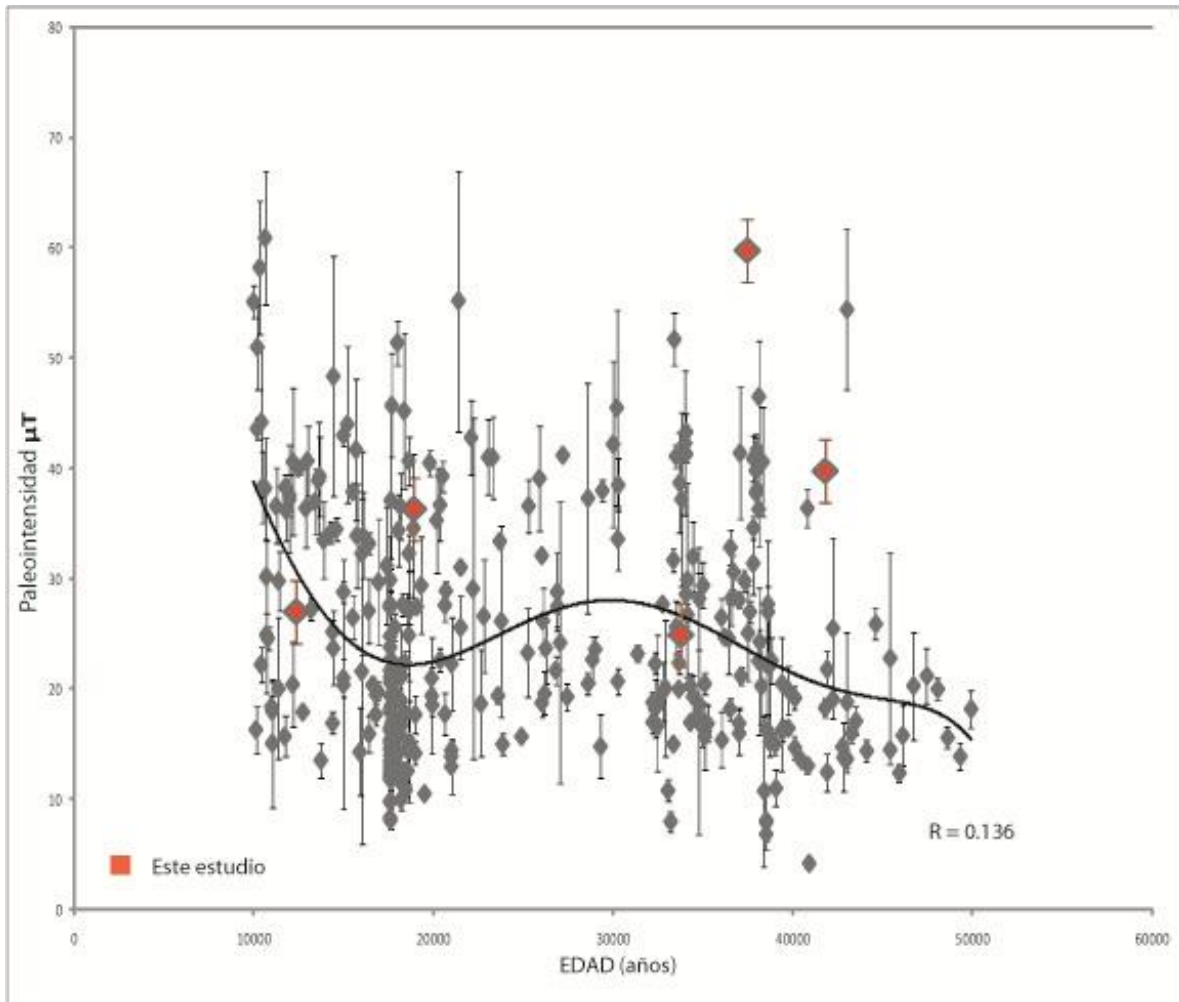


Figura 6.2 Relación de los valores de paleointensidad en función de la edad, en el intervalo de 10 Ka a 50 Ka, seleccionados de GEOMAGIA50 Database (Donadini, 2006; Korhonen, 2008), ajustando el valor medio del total de los datos por una aproximación polinomial a la media móvil del conjunto de datos.

En la Figura 6.1 se observan los resultados de la variación del momento dipolar virtual axial (VADM) para muestras seleccionadas con edad en un rango de 10 Ka a 50 Ka, la línea horizontal sólida muestra el valor promedio del campo geomagnético actual, el cual se encuentra por encima de la mayoría de los resultados reportados en GEOMAGIA50 (Donadini, 2006; Korhonen, 2008), así

mismo se calculó un coeficiente de correlación $R = 0.096$, el cual representa un parámetro de dispersión global para todas las observaciones, mostrando que existe una gran variabilidad en relación a la edad y el VADM. La línea curva punteada, representa la aproximación polinomial calculada para el conjunto de datos seleccionados, la cual aproxima el valor medio de todos los datos obtenidos en este trabajo, y para los datos seleccionados de la base de datos de GEOMAGIA50, siendo este valor consistente con el valor reportado por Juárez y Tauxe (2000) de $5.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ en promedio para los últimos 5 Ma. El análisis de dicho modelo con base en los resultados obtenidos y el análisis de los datos seleccionados muestran una tendencia a incrementar el valor de la paleointensidad del campo geomagnético hacia tiempos más recientes.

Conclusiones

De los 22 sitios y 235 núcleos que comprenden la muestra total para el campo volcánico El Pinacate, para sus dos eventos eruptivos, *Pre-Pinacate* y *Pinacate*, del Mioceno y Cuaternario respectivamente, se logró aislar una componente de remanencia magnética de origen primario con una buena estabilidad durante los procesos de desmagnetización térmica y por campos alternos. Los diversos experimentos de propiedades magnéticas ayudaron a definir que la mezcla mineralógica predominante en las muestras, y principal portadora de la remanencia, es la magnetita y la titanomagnetita pobre en titanio. El conjunto mayoritario de dominios magnéticos corresponde a una mezcla de dominio sencillo con pseudo-dominio simple, con tamaños de grano medios, sin presencia de minerales de alta coercitividad (serie de la titanohematita), combinación que permitió una adecuada discriminación de las direcciones medias características para los sitios.

Las direcciones medias para el periodo de 12 Ka a 1.1 Ma, que corresponden al evento *Pinacate*, muestran una buena agrupación y son todas de polaridad normal. Sus direcciones son cercanas al valor esperado para dicho periodo, ya que estas por su ubicación geográfica, no parecen haber sufrido rotaciones y/o afectaciones tectónicas considerables durante este periodo. Para el evento eruptivo *Pre-Pinacate* se lograron coleccionar datos suficientes para poder llegar a un resultado concluyente para dicho periodo, que va de los 20a los 12Ma, periodo

durante el cual la península de Baja California aun formaba parte del continente. Sin embargo, los resultados obtenidos pueden correlacionarse con datos paleodireccionales para sitios con características similares, y poder así observar su evolución tectónica a lo largo de la Península (García-Amador, 2014). Los resultados presentan una alta dispersión dada la escases de datos, se observaron 4 sitios con polaridad normal y dos con polaridad inversa, sin embargo no fue posible establecer una dirección media definitiva.

Los resultados de la variación paleosecular obtenidos para el evento Pinacate se ajustan al valor esperado para la latitud y la edad, según el modelo G propuesto por McFadden et al. (1988), dado que no han existido afectaciones tectónicas en el área de estudio para el periodo que comprende el episodio eruptivo cuaternario *Pinacate* entre 1.1 Ma y 12 Ka, sin embargo es necesario la colección y obtención de un volumen mayor de datos, a fin de constriñir aun mas los resultados, que si bien son buenos, resultan insuficientes para establecer una tendencia definitiva para la región.

Los valores obtenidos de paleointensidad absoluta, centrados para la etapa eruptiva mas reciente del CVP, que se ajusta al periodo que va de los 50 Ka a los 10 Ka, indican que el valor medio obtenido del momento dipolar promedio para este estudio es $5.61 \pm 0.45 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$, menor que el VADM actual de $7.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Sin embargo este valor ajusta considerablemente con el promedio calculado para los últimos 5 Ma (Juárez y Tauxe, 2000). No obstante los datos que se tienen siguen siendo insuficientes para poder obtener un modelo determinante para el comportamiento de la dinámica del campo geomagnético, y es relevante

indicar la importancia de aportar datos nuevos que colaboren al desarrollo de un modelo de paleointensidad más completo. La alta dispersión de los datos en un periodo de tiempo tan corto, como el presentado en este trabajo, hacen necesario el aporte de un volumen cada vez mas grande de información, a fin de dar una explicación adecuada a la dinamica del interior de la tierra que nos permita explicar las enormes variaciones del campo geomagnético en periodos de tiempo pequeños y grandes. El presente trabajo aporta los primeros datos de este tipo para la región, siendo claramente de gran importancia el continuar en el futuro corto la colección de rocas y procesamiento de datos nuevos para el cálculo de la paleointensidad y la prospección de sitios en todos los rangos de edad disponibles que sean adecuados según la metodología utilizada.

Bibliografía.

Alva-Valdivia, L.M., 1998. Rock magnetic properties and ore microscopy of the iron ore deposit of Las Truchas, Michoacan, Mexico. *Journal of Applied Geophysics* 38 Ž1998. 277–299.

Alva-Valdivia, L.M., 2003. Paleomagnetic poles and paleosecular variation of basalts from Paraná Magmatic Province, Brazil: geomagnetic and geodynamic implications. *Phys. Earth Planet. Int.* 138,183-196.

Barton, C.E., yMcFadden, P.L., 1996. Inclination shallowing and preferred transitional VGP paths, *Earth and the Planetary Science Letters*, 140; 147-157.

Besse, J., Courtillot, V., 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North-American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 96(B3): 4029-4050.

Calmus, T., Vega-Granillo, R., Lugo-Zazueta, R., 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la Geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227-266.*

Camps, P., 1996. A statistical model of the fluctuations in the geomagnetic field from paleosecular variation to reversal. *Sciences*, vol. 273, pp. 776–779.

Cañón-Tapia, E., 2004. Flow direction and magnetic mineralogy of lava flows from the central parts of the Peninsula of Baja California, Mexico.. *Bulletin of Volcanology*. 66: 431-442 p. (PA: 11143).

Coe, R.S., 1967a. Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 3247–3262.

Coe, R.S., 1967b. The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method. *J. Geomagn. Geoelectr.* 19, 157–179.

Constable, C.G., 1999. Anisotropic paleosecular variation models: implications for geomagnetic field observables. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 115. 35-51.

Cox, A., 1969. Confidence limits for the precision parameter k . *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18: 545-549.

Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260–267.

Donadini, F., K. Korhonen, P. Riisager, and L. Pesonen, 2006. Database for Holocene geomagnetic intensity information., *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 87(14), 137.

Dunlop, D. J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. B3, 2056.

Dunlop, J.D., 2011. Physical basis of the Thellier–Thellier and related paleointensity methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 187, p. 118 -138.

Engelbreton, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 p.

Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere, Proc. Royal Soc. London, Ser. A, 277, 295 - 305.

García-Amador, B., 2014. Estudio paleomagnético de los campos volcánicos monogenéticos de San Borja y Jaraguay, Baja California, México. (M.S. thesis), Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

González-Rangel, J.A., 2009. Paleomagnetismo de la porción occidental de la faja volcánica transmexicana: Implicaciones tectónicas y estratigráficas. (M.S. thesis), Universidad Nacional Autónoma de México.

Gutmann, J.T., and Sheridan, M.F., 1978, Geology of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology Special Paper 2, p. 47-59.

Gutmann, J.T., 1976. Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull. 87, 1718-1729.

Gutmann, J.T., 1979. Structure and eruptive cycle of cinder cones in the Pinacate Volcanic Field and the controls of strombolian activity. J. Geol. 87, 448-454.

Gutmann, J.T., 2002. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 113, p. 345-356.

Gutmann, J.T., 2012. Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. Geological Society of America Bulletin;87, no. 12;1718-1729.

Gutmann, J.T., Turrin, B.D., Dohrenwend, J.C., 2000. Basaltic rocks from the Pinacate Volcanic Field yield notably Young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. EOS trans. Am. Geophys. Union 81, 33-37.

Harrison, J. H., 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. Am. Geophys. Union. Volume 9, number 5.

Hrouda, F., 2003. Repeated progressive heating in susceptibility vs. temperature investigation: a new palaeotemperature indicator?. Physics and Chemistry of the Earth 28, 653-657.

Ives, R.L. 1935. Recent volcanism in northwestern Mexico, Pan Am. Geol., 63, p 335.

Ives, R.L., 1964. The Pinacate Region, Sonora, Mexico. Calif. Acad. Sci Occasional Paper No. 47.

Jelínek, V., Pokorný, J., 1997. Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. Phys Chem Earth 22: 179-181.

Johnson, C.L., 2008. Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. Geochemistry Geophysics geosystems. Vol. 9. No. 4.

Juarez, M. T. and L. Tauxe, 2000. The intensity of the time-averaged geomagnetic field: the last 5 Myr, Earth Planet. Sci. Lett., 175, 169–180.

Korhonen, K., F. Donadini, P. Riisager, and L. Pesonen (2008), GEOMAGIA50: an archeointensity database with PHP and MySQL, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, doi:10.1029/2007GC001,893.

Lynch, D.J, Gutmann, J.T., 1987. Volcanic structures and alkaline rocks in the Pinacate Volcanic Field of Sonora, Mexico. In: Davis, G.H., Vandendolder, E.M. (Eds.), *Geologic Diversity of Arizona and its Margins*. Ariz. Bur. Geol. Mineral Technol. Spec. Pap. 2, pp. 309-322.

Lynch, D.J. 1981. Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field of Northwestern Sonora, Mexico. PhD. Thesis, University of Arizona, Tucson. 248 p.

McFadden, P.L, Merrill, R.T. y McElhinny, M.W., 1988. Dipole-Cuadrupole family model of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, 93: 11583-11588.

McFadden, P.L., 1991. Reversals of the Earth's Magnetic Field and Temporal Variations of the Dynamo Families. *Journal of Geophysical Research*. Vol 96, B3, 3923-3933.

Morales , J., 2003. Further absolute geomagnetic paleointensities from Baja California: evaluation of Pliocene and early/middle Pleistocene data. *Comptes Rendus Geoscience*. 335(14): 995-1004.

Morales, J., 2001. A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene. *Earth Planets Space*, 53, 893–902.

Morales, J., 2006. Cooling Rate Corrected Paleointensities From the Xitle Lava Flow: Evaluation of Within-Site Scatter for Single Spot-Reading Cooling Units. *Earth Planets & Space* 58, 1341-1347.

Morales, J., 2006. Further details on the applicability of Thellier paleointensity method: The effect of magnitude of laboratory field. *C. R. Geoscience* 338 (2006) 507–513.

Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.* 4, 191–242.

Özdemir, Ö., 2002. Changes in remanence, coercivity and domain state at low temperature in magnetite. *Earth and Planetary Science Letters* 194, 343-358.

Özdemir, O., D. Dunlop, Moskowitz, 1993. The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1671–1674.

Perrin, M., 1998. Paleointensity determination, magnetic domain structure, and selection criteria. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, No. B12, 30,591 – 30,600.

Schmidt, P.W., 1993. Palaeomagnetic cleaning strategies. *Phys. Earth Planet. Inter.* 76, 169–178.

Tarling, D.H., 1983. *Palaeomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. Chapman & Hall, London. 379 pp.

Thellier, É., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.* 15, 285–376.

Turrin, B. D., Gutmann, J. T., and Swisher, C. C. III, 2008. A 13 ± 3 ka age determination of a tholeiite, Pinacate volcanic field, Mexico, and improved methods for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of young basaltic rocks: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Valet, J.P., 1996. Absolute paleointensity and magnetomineralogical changes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, No. B11, 25,029-25,044.

Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 85, 131-142.

Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003. Mazatan metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 193–204.

Vidal-Solano, J.R., 2005. Caracterización y Geocronología del Evento Volcánico Terciario Pre-Pinacate, Campo El Pinacate, Noroeste de Sonora, México. *Bol. Depto. Geol. Unison*, 2005, Vols. 18 y 19, p. 117-140.

Vidal-Solano, J.R. 2007. Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario. *Rev. mex. cienc. geol* v.24 n.1 México .

Vidal-Solano, J.R. 2008. Isotope geochemistry and petrogenesis of peralkaline Middle Miocene ignimbrites from Central Sonora: relationship with continental break-up and the birth of the Gulf of California". *Bulletin de la Société Géologique de France*, V.179, N°5, 453-464.

Vidal-Solano, J.R., 1998, Contribución al estudio del Evento Volcánico Terciario Pre-Pinacate, Campo El Pinacate NW de Sonora, México: Geología, Petrografía y Geoquímica. Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, 40 p.

Vidal-Solano, J.R., 2001. Estudio petrognético del evento volcánico neógeno pre-Pinacate, El Pinacate, Sonora, México. (Tesis de Maestría): Hermosillo, Universidad de Sonora, 93 p.

Vidal-Solano, J.R., 2005. Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, Mexico): Geodynamic implications. *C. R. Geoscience* 337, 1421–1430.

Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., 2008. Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora. *GSA Bulletin*, v. 120; no. 5/6 p. 691–708.

Zijderveld, A.C., 1967. Demagnetization of rocks: Analysis of results, In: *Methods in Palaeomagnetism*, ed D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn, Elsevier, Amsterdam, pp. 254–286.