



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

Caracterización y comparación de propiedades magnéticas de rocas del magmatismo intraplaca Plio-Cuaternario entre los campos volcánicos: Moctezuma, Camargo y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Norte de México

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Leonardo de Santiago León Figueroa

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Luis Manuel Alva Valdivia



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

A mi familia...

En especial a mi madre, abuelos, tíos y padrinos... Gracias por todo el apoyo, comprensión y cariño, nunca podré agradecerles lo suficiente... Los amo

A mis amigos...

Gracias a todos y cada uno por su amistad, su confianza y todos los momentos juntos. Los quiero mucho.

Agradecimientos

Agradezco en primera instancia a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), amada casa de estudios que me abrió las puertas y me permitió desarrollarme como individuo y como profesionista a partir de múltiples experiencias, además de permitirme conocer una gran cantidad de personas que ahora son parte de mí

A la Facultad de Ingeniería de la UNAM por brindarme tantos conocimientos y buenos momentos, además de albergar a uno de los profesorado tan sabios que me permitieron desarrollarme académicamente en sus aulas.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por brindarme la ayudantía de investigador SNI-III, que me apoyó y permitió desarrollarme en un entorno académico dentro del ámbito científico y durante la realización de esta tesis de licenciatura.

Al Dr. Luis Manuel Alva Valdivia por abrirme las puertas al increíble ámbito científico y de las ciencias, al cual le agradezco infinitamente la confianza depositada y todo el apoyo brindado siempre, pues ha sido un pilar importante en mi desarrollo académico y profesional puesto que, sin él, la realización de esta tesis no sería posible.

Al M. en C. Antonio González Rángel por su amistad, apoyo y todo el conocimiento brindado durante mi estancia en el laboratorio de Paleomagnetismo, que además ha sido una persona importante en el desarrollo de esta tesis.

Al cDr. Bernardo García Amador personalmente por su amistad sincera, y profesionalmente como mi sinodal en el desarrollo de este trabajo.

A los sinodales, la Dra. Cecilia I. Miranda Caballero, Dr. Gerardo Cifuentes Nava, y el M. en

C. Julian Zapotitla Román, gracias a sus aportaciones he desarrollado mi formación académica y sin ellos, este trabajo no sería posible.

A mis abuelos maternos: mi abuelo el Ing. Guillermo L. Figueroa Jiménez, que fungió como mi padre y amigo desde que tengo memoria, además de introducirme al increíble mundo ingenieril. A mi abuela Ma. Cristina Montero Flores que siempre estuvo conmigo y fue una segunda madre para mí.

A mis padrinos y tíos: El Dr. Arturo A. Figueroa Trejo y la Dra. Gloria M. Trejo Aguilar por siempre estar pendientes de mí y brindarme apoyo en todo momento, y quiénes considero más que padrinos, unos padres.

A mi madre Karla E. Figueroa Montero por tantos años de lucha y determinación por salir y sacarnos adelante a mí y a mis hermanos, que ha tenido el papel de madre y amiga, y que gracias a ella me convertí en la persona que soy ahora.

A mis hermanos Carlos, Angélica. Mis primos Emilio, Julia, Luis A. Mis tíos y familia fuera del núcleo principal que me han regocijado de buenos momentos.

A mis amigos: Enrique, Ángel, Julio, Daniel, Toño, Benjamín, Laura, Jennifer, Hilary, toda la pandilla de Prepa 8, de la Facultad de Ingeniería y el club de Kendo de la UNAM. Una disculpa si omití a alguno.

A Andy, por brindarme tanto apoyo y cariño, además del acompañamiento y empuje amoroso durante los últimos meses. Gracias por tantas alegrías.

A todos quienes me ayudaron a desarrollar este trabajo y a mi persona.

“-Yo antes solía mirar el cielo e imaginar nuestro lugar en las estrellas, ahora miro el suelo y temo por nuestro lugar en la Tierra... Nos quedamos aquí cada año cuando la lluvia no viene y decimos: “El año que entra”, pero el año siguiente no nos va a salvar, ni el siguiente de ese. Este mundo es un tesoro pero hace tiempo nos dice que nos tenemos que largar...”

Interstellar, 2014

Resumen	5
Capítulo I. Introducción	6
Capítulo II. Fundamentos básicos de paleomagnetismo	7
II.1. Historia del Geomagnetismo	7
II.2. Conceptos del paleomagnetismo	8
II.2.1. Magnetismo	8
II.2.2. Teoría y desarrollo	8
II.2.3. Campo Magnético Terrestre	10
II.2.4 Histéresis magnética	11
II.3. Magnetismo de rocas	16
II.4. Propiedades magnéticas	16
II.4.1. Susceptibilidad magnética	16
II.4.2. Comportamiento magnético de los materiales	17
II.4.3. Temperatura de Curie	18
II.4.4. Dominios magnéticos	19
II.4.5. Ciclo de histéresis e IRM	19
Capítulo III. Magmatismo intraplaca	21
Capítulo IV. Ambiente tectónico y geológico	23
IV.1. Aspecto regional	23
IV.1.1. Sonora	24
IV.1.2. Chihuahua	25
IV.1.3. Coahuila	26
IV.2. Aspecto local	27
IV.2.1. Campo volcánico Moctezuma, Sonora	27
IV.2.2. Campo volcánico Camargo, Chihuahua	29
IV.2.3. Campo volcánico Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila	31
Capítulo V. Muestreo y metodología	34
V.1. Muestreo paleomagnético	34
V.1.1. Secciones pulidas	35
V.2. Mediciones de laboratorio	36
V.2.1. Curvas termomagnéticas (k-T)	36
V.2.2. Desmagnetización por campos alternos y térmica	37
V.2.3. Ciclo de histéresis e IRM	37
V.2.4. UnMix	38
V.2.5. Diagramas FORC	39
V.2.6. Diagramas de Zijderveld y de intensidad magnética	40
V.2.7. Direcciones medias y VGP's	40
Capítulo VI. Resultados de microscopía y propiedades magnéticas de rocas	41
VI.1. Microscopía de luz reflejada	41
VI.1.1. Descripción de los óxidos magnéticos observados en las secciones pulidas	41

VI.2. Propiedades magnéticas dependientes de la temperatura	46
VI.2.1. Curvas Termomagnéticas (k-T).	46
VI.2. Propiedades magnéticas dependientes del campo magnético	50
VI.2.1. Ciclos de Histéresis	50
VI.2.2. Curvas de IRM	52
VI.2.3. Parámetros de histéresis	53
VI.2.4. Curvas de UnMix	55
VI.2.5. Curvas de FORC	57
VI.4. Análisis paleomagnético	59
VI.4.1. Diagramas de Zijderveld y de intensidad magnética	59
VI.4.2. Direcciones medias y VGP's	63
VI.4.3. GPTS	70
Capítulo VII. Discusión y análisis de magnetismo de rocas y paleomagnético	72
VII.1. Propiedades magnéticas	72
VII.2. Direcciones medias y VGP's	79
Capítulo VIII. Conclusiones	80
Referencias	82
Anexos	85

Resumen

Se presenta la caracterización magnética de rocas y óxidos minerales del magmatismo intraplaca plio-cuaternario de la región norte de México en los estados de Sonora, Chihuahua y Coahuila. Se colectaron en total 374 muestras en los campos volcánicos: 126 muestras de 15 sitios, Moctezuma; 106 muestras de 11 sitios, Camargo; 51 muestras de 5 sitios, Las Esperanzas; 30 muestras de 3 sitios de Las Coloradas y 61 muestras de 6 sitios en Ocampo. Se midieron propiedades magnéticas dependientes de campo magnético: ciclo de histéresis (diagramas de Day y Néel), curvas IRM (análisis UnMix) y FORC. Paralelamente, se hicieron mediciones dependientes de la temperatura: susceptibilidad magnética y desmagnetización térmica (cálculo de direcciones medias y Polos Geomagnéticos Virtuales). Las observaciones microscópicas de los óxidos magnéticos (bajo luz reflejada) en superficies pulidas soporta los resultados de propiedades magnéticas sugeridos, así como el contenido de óxidos magnéticos. Estos últimos experimentos aportan el tamaño y tipo de dominio magnético. Los resultados globales indican principalmente que los minerales portadores de la magnetización son titanomagnetitas pobres en Ti (Moctezuma y Camargo), con ligeras diferencias en los campos volcánicos de Coahuila (Las Esperanzas, Las Coloradas y Ocampo) con cierto contenido de hematita. En particular, los ciclos de histéresis muestran un aporte de minerales de baja coercitividad típico de titanomagnetitas y los diagramas de Day y Néel sugieren una mezcla de dominios simple y múltiple en los cinco campos volcánicos. Los diagramas de FORC corroboran una distribución de dominios magnéticos muy similar a los inferidos de las gráficas de Day y Néel. Los resultados del proceso de UnMix muestran las contribuciones de minerales con distribución de coercitividad cercana a los 2 mT. Por último, las curvas termomagnéticas indican, por un lado, una predominancia de minerales paramagnéticos en los campos de Moctezuma y Camargo, con aporte de una mineralogía similar y una ligera variación en la temperatura de Curie; por otro lado, los campos volcánicos de Ocampo, Las Coloradas y Las Esperanzas resultan con una mineralogía similar de titanomagnetitas entre estos. Los resultados anteriores entre los cinco campos volcánicos, al igual que los reportados por los estudios petrológicos, aunque muestran diferencias, guardan una relación que, debido a su composición mineralógica y edad, podrían ser consecuencia del mismo mecanismo generador del magmatismo intraplaca en la zona norte de México, bajo una aparición y una evolución petrogenética independiente, ocasionada por el sistema extensivo dentro de la placa continental Norteamericana.

Capítulo I. Introducción

La parte Norte de México se caracteriza por la presencia de una serie de Campos Volcánicos del Mioceno hasta el Cuaternario, de composición generalmente máfica con afinidad alcalina, además de la aparición de xenolitos del manto superior y/o base de la corteza

Los campos volcánicos de Moctezuma, Sonora (CVM), Camargo, Chihuahua (CVC), Las Esperanzas (CVLE), Las Coloradas (CVLC) y Ocampo (CVO), Coahuila, se ubican en la porción Norte de México. Estos campos tienen la característica de ser generados por el vulcanismo intraplaca de la región y encontrarse en la provincia tectono-magmática del *Basin and Range* mexicano (i.e., Provincia de Cuencas y Sierras Mexicana).

La región del Norte de México ha sido afectada por eventos extensivos durante el Cenozoico Medio-Tardío de acuerdo con Henry y Aranda-Gómez (1992). Las deformaciones ocurridas específicamente en la provincia de *Basin and Range* muestran un modelo de deformación de acuerdo con Aranda-Gómez *et al.*, (2000) expresado por una extensión regional, además de que la misma provincia tuvo episodios de deformación en el Oligoceno tardío. Debido a esta deformación extensional en la región norte de México, es que los macizos rocosos son desplazados de su posición de origen, siendo así posible reconstruirlas. Por tanto, se propone que los estudios paleomagnéticos y de propiedades magnéticas aporten información acerca de la deformación y el origen de los campos volcánicos de la región.

El presente trabajo tiene como propósito caracterizar y comparar las propiedades magnéticas de los distintos eventos volcánicos que ocurrieron en los campos volcánicos antes mencionados. De acuerdo con los resultados obtenidos de los experimentos de magnetismo de rocas y paleomagnéticos, se analizan las características de particulares y/o generales que pudiesen existir derivados de la contemporaneidad que existe entre ellos. Este análisis podría sugerir variaciones en el aspecto tectónico de la extensión de la región.

Capítulo II. Fundamentos básicos de paleomagnetismo

II.1. Historia del Geomagnetismo

La existencia del Campo Magnético Terrestre (CMT) parte del entendimiento del magnetismo en las primeras civilizaciones, en estas se tuvo la curiosidad por el efecto que tenían en los materiales, como la piedra imán, ya que esta podía atraer cuerpos ligeros. Según **Coe** (2009), la historia del CMT es tan antigua como la misma ciencia, pues su descubrimiento data de los antiguos griegos, chinos y culturas precolombinas en América hasta nuestra actualidad, y su estudio ha generado toda una rama de la geofísica.

El magnetismo fue utilizado como un utensilio en la geomancia al principio de la era cristiana, siendo así una de las primeras aplicaciones antropológicas. La aplicación de este artefacto influyó en ámbitos como el desarrollo urbano, del que se tiene registro en las antiguas calles de las ciudades chinas, pues, la planeación de éstas muestran una orientación de acuerdo con el campo geomagnético.

Uno de los descubrimientos importantes del magnetismo fue atribuido a la cultura china, a Zheng Guoliang en el año 1064, que comprobó las propiedades magnéticas del hierro. Este material adquiere una magnetización térmica al bajar su temperatura desde el “rojo vivo” (ó su paso por la temperatura de Curie), originando la creación de los primeros imanes artificiales y la posterior invención de la brújula alrededor del s. XI y XII. En esta época, se creía que el magnetismo estaba ligado con las estrellas y demás cuerpos celestes. Años más tarde, a partir de esta premisa, el constante uso y el mejoramiento de las brújulas para la navegación marítima, permitió concluir que además de variar alrededor del globo también varía respecto al norte geográfico y al tiempo.

En el siglo XVII Sir W. Gilbert, en su libro *De magnete*, describió el comportamiento de la aguja de la brújula respecto a distintas localidades alrededor del mundo y el tiempo. Él concluye que el movimiento de la aguja se debe a que la Tierra tiene un campo magnético variante alrededor del globo. Este fue un hito que modificó la forma de ver el CMT y gracias a él, así como aportaciones de científicos del siglo XIX como Oersted, Ampère, Arago, Faraday y Maxwell, se definió al magnetismo como un fenómeno derivado del electromagnetismo, donde el fenómeno eléctrico es una contraparte del fenómeno magnético.

Faraday y Maxwell fueron los principales en definir esta relación tanto física como matemáticamente. En el último siglo, derivado de diversos estudios, fue posible conocer que el campo magnético se produce por campos externos e internos, siendo el interno donde se produce el 95% del campo magnético de la Tierra debido a la composición de hierro y níquel del núcleo, a los movimientos de convección en el interior y a la generación de corrientes eléctricas. En cuanto al campo externo se sabe que se produce en la magnetósfera y debido a la actividad solar.

Actualmente, se puede considerar a la Tierra como un símil de barra magnética ya que el campo magnético terrestre es considerado como un dipolo magnético, pues cuenta con dos polos y un ecuador magnético.

II.2. Conceptos del paleomagnetismo

II.2.1. Magnetismo

El magnetismo es un subconjunto general de fenómenos físicos del electromagnetismo que se manifiesta por la actividad de los campos magnéticos que se encuentran a su alrededor. La generación de estos campos magnéticos son líneas de fuerza que derivan de corrientes eléctricas que varían en el tiempo y/o de momentos magnéticos de las partículas.

II.2.2. Teoría y desarrollo

Para introducirnos correctamente al magnetismo, es necesario definir ciertas propiedades, tales como el momento magnético \mathbf{M} ; magnetización, \mathbf{J} ; campo magnético, \mathbf{H} ; y susceptibilidad magnética, χ (susceptibilidad de acuerdo a la masa).

El momento magnético \mathbf{M} , se define como un par de cargas magnéticas, en el que su unidad fundamental es el dipolo magnético. Este par, contiene una magnitud de carga m , además de un vector de distancia infinitesimal \mathbf{I} , que separa la carga positiva de la carga negativa.

$$\mathbf{M} = m\mathbf{I}$$

En cuanto a la magnetización, existen dos posibilidades:

- a) Si el campo $\mathbf{B} = 0$, las cargas que se encuentran circulando la materia serán neutras, por lo que la suma de momentos dipolares es igual a cero.

- b) Si el campo $B \neq 0$, indica la existencia de corrientes externas que alinean a los dipolos magnéticos presentes en dirección de la inducción de un campo magnético externo. Esto nos dice que la materia ya fue magnetizada.

La magnetización \mathbf{J} , de un material es la suma de momentos magnéticos por unidad de volumen. De esta forma, podemos escribir al vector magnetización como:

$$\mathbf{J} = \frac{\sum_i^n \mathbf{M}_i}{v}$$

A su vez, podemos re-escribir la fórmula en términos de la susceptibilidad χ y el campo magnético \mathbf{H}

$$\mathbf{J}_i = \chi \mathbf{H}$$

Esto indica que el vector de campo magnético y el vector de magnetización son colineales, siempre y cuando, los materiales no contengan anisotropía magnética.

Por último, el campo magnético \mathbf{H} , la dirección de las componentes de \mathbf{H} se definen de acuerdo con las componentes horizontal y vertical. Que están dados por las siguientes ecuaciones:

$$\mathbf{H} = \frac{1}{\mu_0} \mathbf{B} - \mathbf{M}; \quad \text{donde } \mathbf{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \mathbf{M}$$

$$H_v = H \sin I$$

$$H_h = H \cos I$$

Y en términos de las coordenadas geográficas...

$$H_N = H \cos I \cos D$$

$$H_E = H \sin I \sin D$$

En este caso, I (inclinación magnética) es el ángulo que existe entre la componente total del vector de campo magnético \mathbf{H} y la componente horizontal H_v . Mientras que D (declinación magnética) es el ángulo dado entre la componente geográfica norte H_N con respecto a la componente horizontal H_h .

Al final, podemos determinar la intensidad total del campo magnético \mathbf{H} a partir de las componentes geográficas y la vertical del campo magnético.

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_V^2}$$

II.2.3. Campo Magnético Terrestre

El CMT se genera entre el 90 y el 95% del campo total en el núcleo externo. El campo externo, es generado por variaciones en la magnetósfera y la ionósfera este campo a su vez sirve como un escudo contra la radiación solar.

Debido a que el campo externo no se puede mantener por periodos largos, no es considerado para un estudio paleomagnético y es entonces el interno el que brinda más información porque se puede caracterizar el comportamiento magnético de las rocas formadas por procesos al interior de la Tierra.

Un campo magnético se puede describir según su geometría. Butler (1992) menciona que el campo magnético terrestre se define con base a los parámetros: inclinación, declinación, y campo total. El vector de campo total puede descomponerse en dos componentes: horizontal y vertical, y de acuerdo con sus variaciones espaciales y geográficas: norte geográfico, norte magnético, este, inclinación y declinación (Norte, Este, Figura 1).

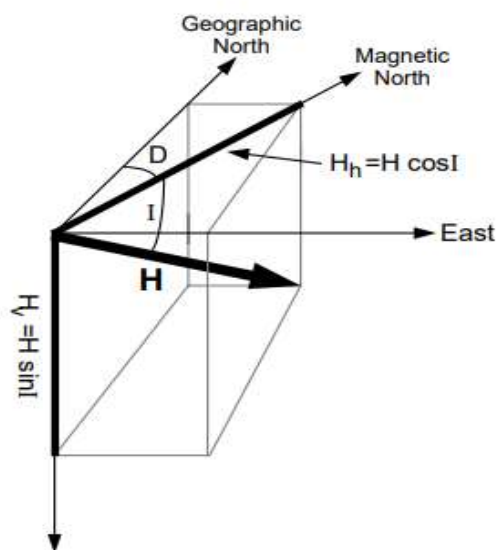


Figura 1. Geometría del campo magnético terrestre. Tomado de Butler (1992).

El CMT es un campo vectorial, y puede caracterizarse a partir de su magnitud y dirección en cualquier punto del espacio. Se sabe que su dirección y magnitud varían con el tiempo y se han realizado aproximaciones para describir el comportamiento de éste. Dichas

aproximaciones están basadas en la teoría del Geodínamo, que habla acerca del origen del campo magnético terrestre a partir de corrientes convectivas que ocurren en el núcleo externo, debido a la composición del mismo (hierro y níquel principalmente). Estas aproximaciones distan de acuerdo con fenómenos observados, tales como variaciones espaciales: declinación, inclinación y magnitud, y temporales: cambios de polaridad, excursiones y la variación secular.

Las espaciales las definen los parámetros descritos (D, I, H) en cada punto sobre la superficie de la Tierra. La declinación magnética (D), se describe como el ángulo que existe entre el norte geográfico y la componente horizontal del vector geomagnético en un punto; la inclinación magnética (I), es el ángulo que existe entre la componente total magnética y la componente horizontal magnética. Por último, H es el vector total magnético, que compone la dirección, sentido y magnitud del campo.

Por otro lado, el campo magnético sufre variaciones seculares e inversiones de polaridad; las variaciones seculares se producen cuando la geometría del campo varía, es decir, cuando las líneas tienen una distribución diferente en la Tierra en periodos de miles de años.

Sobre las inversiones de polaridad, aún no se conocen cuáles son las causas exactas. Existen evidencias en algunas estructuras geológicas que presentan polaridad diferente a la actual, sobre todo en basaltos del fondo oceánico. Dichas inversiones no son cíclicas, pues cada cambio ocurre en diferentes periodos de tiempo

II.2.4 Histéresis magnética

Una forma de caracterizar el comportamiento magnético en las estructuras geológicas es a través de los ciclos de histéresis ya que, algunos materiales ferromagnéticos suelen tener una orientación de sus dominios magnéticos al azar, sin embargo, cuando un campo magnético externo es aplicado a un material ferromagnético como el hierro, se generará una cantidad indefinida de dominios magnéticos. Estos dominios son regiones con un momento magnético resultante de la suma de campos magnéticos originados dentro de su estructura atómica, en específico del movimiento de los electrones en sus átomos. Incluso cuando el campo magnético externo se elimine, el material conservará parte de la alineación correspondiente a dicho campo y permanecerá magnetizado indefinidamente.

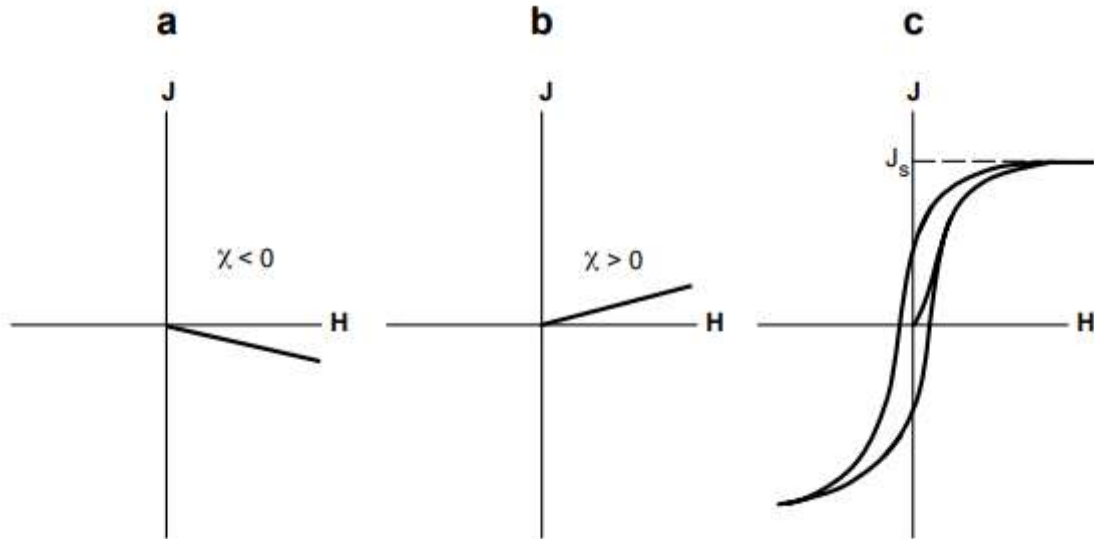


Figura 2. Curva de Histéresis Magnética para: a) Sustancia Diamagnética b) Sustancia paramagnética c) Sustancia ferromagnética. Tomado de Butler (1992).

La histéresis magnética, es el resultado de características que conservan los materiales ferromagnéticos. Dicho fenómeno tiene un ciclo, cuando un objeto ferromagnético incrementa su magnetización desde cero hasta su magnetización de saturación (M_s), entonces todos los dominios magnéticos se alinean obteniendo la primera curva de magnetización.

A su vez, si se decrece el campo magnético aplicado hasta anularlo, la orientación de los dominios magnéticos permanece casi intacta, y se obtiene una magnetización remanente en el material. Al aplicar un campo magnético coercitivo, se eliminará la magnetización y llegaremos al mismo punto de saturación magnética en sentido inverso, por último, se aumenta de nuevo el campo para terminar el ciclo completo. El área de esta curva es proporcional a la energía disipada en forma de calor en el proceso irreversible de magnetización y desmagnetización (Tauxe, 2010).

Tauxe *et al.*, (2003) indica que, en campos magnéticos muy fuertes, la magnetización de los **MD** eventualmente se alinea y alcanza la M_s . En campos magnéticos extremadamente fuertes, la magnetización dentro de cada dominio puede ser forzada a una alineación incluso mayor, pero regresan a la posición de saturación después de retirar el campo, parcial o totalmente. Si se aplica un campo magnético a granos aleatorios **SD**, la dirección en los dominios que tienen una magnetización antiparalela al campo no se alinearan con este hasta que no supere la energía interna de los cristales. En caso de que los dominios estén orientados

en cierto ángulo con respecto al campo, se alinearan cuando la componente del campo en la dirección del eje fácil del cristal supere su energía interna. Los granos **MD** tienen menor coercitividad que los **SD** debido a que es más fácil mover las paredes que cambiar el momento magnético de un grano. Los granos **SD** tienen un ciclo de histéresis resultante de la suma de los dominios orientados antiparalelos y en ángulos con respecto al campo aplicado.

La M_s adquirida por los granos al aplicar un campo magnético a temperatura constante es una magnetización remanente isothermal (**IRM** por sus siglas en inglés). La M_s de la magnetita es mucho mayor que la de la hematita, por lo tanto, bajo la acción de un campo fuerte, su remanencia inducida también será mayor, Las titanomagnetitas saturan en campos de 0.01-0.1 T. La diferencia entre la susceptibilidad magnética y la coercitividad de la magnetita y la hematita permite usar la **IRM** para distinguir la presencia de titanomagnetitas pobres en Ti e ilmeno-hematitas pobres en Ti (Tarling, 1983).

III.2.5 Magnetización Remanente

La magnetización remanente adquirida por las rocas bajo el efecto del CMT durante su formación es bastante estable, y es de gran utilidad para definir las características del mismo. Butler (1992), menciona que la magnetización remanente natural o MRN, por sus siglas, es la suma de todas las magnetizaciones adquiridas por los procesos geológicos sucedidos desde su formación, esta se divide en dos tipos:

- *Primaria o Característica*: Se caracteriza por adquirir magnetización durante la formación del material geológico, es muy estable y de gran utilidad para definir las características del CMT pues la edad de esta magnetización coincide con la edad geológica de la roca.

Los procesos físicos y químicos, tales como cambios de presión y temperatura, generan cambios mineralógicos en la roca creando otras componentes de magnetización que modificarán a su vez, las propiedades magnéticas de los minerales.

Este tipo de magnetización es principalmente estudiada por el paleomagnetismo debido a que ocurre durante la formación de los materiales, a diferencia de las magnetizaciones secundarias que se pueden adquirir posteriormente.

- Secundaria: Esta magnetización se puede adquirir después de que los materiales ferromagnéticos ya fueron formados, y es el resultado de procesos geológicos que ocurren durante la evolución de la roca; ésta se puede separar e identificar mediante varios procesos y proporcionan datos valiosos sobre la evolución geológica de las rocas

A su vez, pueden existir en una misma muestra más de dos tipos de magnetización, y de acuerdo con el estudio se enfocará a un tipo específico de éstas. Los tipos más importantes de adquisición de la magnetización son:

- Magnetización Remanente Térmica (MRT): Cuando una roca durante su formación (que contiene minerales ferromagnéticos) y durante el proceso de enfriamiento alcanzan una temperatura (menor a la de Curie de sus minerales y del orden de la temperatura de bloqueo) de los mismos, y se adquiere una magnetización paralela al campo magnético presente en el momento. Esta remanencia puede ser muy estable, perdurando sin cambios significativos durante miles de millones de años. Gracias a esta magnetización es fácil deducir la dirección y magnitud del campo de la Tierra antiguo desde la formación de la roca.

Es importante mencionar que esta magnetización se puede eliminar (desmagnetizar) si se calienta por encima de la temperatura de Curie de los minerales que la portan.

- Magnetización Remanente Térmica parcial (MRT parcial): Si una roca vuelve a aumentar su temperatura como resultado de un calentamiento, enterramiento u otros procesos físicos, se generará otra magnetización remanente térmica que se sumará a la primaria. Esta se conoce como Magnetización Termo-remanente parcial.
- Magnetización Remanente Detrítica o Deposicional (MRD): Este tipo de magnetización es característica de las rocas sedimentarias. Los granos magnéticos en los sedimentos pueden alinearse con el campo magnético terrestre durante o poco después de condiciones de deposición adecuadas; esto se conoce como magnetización remanente detrítica (MRD). Si la magnetización se adquiere a medida que se depositan los granos, el resultado es una magnetización remanente detrítica deposicional (dMRD); si se adquiere poco después de la deposición, durante la diagénesis, es una magnetización remanente detrítica posdeposicional (pMRD).

- *Magnetización Remanente Química (MRQ)*: Los granos magnéticos pueden precipitarse de una solución de fluidos hidrotermales circulantes, o formarse durante reacciones químicas, y pueden registrar la dirección del campo magnético en el momento de la formación del mineral magnético, y generar otra componente de magnetización. Cuando ocurre este fenómeno, se dice que el campo se registra mediante magnetización remanente química (MRQ). Las capas rojas, esto es, rocas sedimentarias clásticas (como las areniscas) cuyo color es principalmente debido a la formación de hematita pigmentaria, adquieren la MRQ durante o después de la diagénesis sedimentaria.
- *Magnetización Remanente Viscosa (MRV)*: La magnetización viscosa remanente (MRV), también conocida como magnetización viscosa, es la remanencia que adquieren los minerales ferromagnéticos al posicionarse en un campo magnético durante algún tiempo. Este proceso puede alterar la magnetización natural remanente de una roca debido al decaimiento lento de la MNR a lo largo del tiempo geológico o por la adquisición de una MRV a lo largo del tiempo geológico. Para eliminar esta componente, se debe utilizar alguna forma de desmagnetización en el laboratorio.
- *Magnetización Remanente Anhistórica o Ideal (MRA)*: Es la magnetización remanente adquirida en una sustancia ferromagnética debido a la acción simultánea de un campo magnético constante y un campo magnético alterno de mayor intensidad, cuya magnitud se reduce gradualmente a cero.
- *Magnetización Isotérmica (MRI)*: La remanencia que se adquiere a una temperatura fija se llama magnetización remanente isotérmica. La remanencia de este tipo no es útil para el paleomagnetismo, pero se utiliza en la parte experimental para identificación de minerales. En la naturaleza esta magnetización es provocada por la caída de rayos en las rocas.
- *Magnetización Piezoremanente (MP)*: Aquella que se adquiere cuando las rocas son sometidas a una compresión axial isotérmica en presencia del campo magnético terrestre; el valor representativo de la MP es perpendicular a la compresión aplicada y la MP final adquirida es mayor cuanto menor sea el campo magnético durante su compresión

II.3. Magnetismo de rocas

El magnetismo de rocas comprende el estudio de las propiedades magnéticas de las rocas, sedimentos y suelo. Este campo surgió a partir del paleomagnetismo con la necesidad de comprender cómo las rocas registran el campo magnético terrestre. La remanencia magnética es portada por minerales magnéticos como la magnetita; la comprensión de esta remanencia ayuda a medir el campo magnético antiguo e interpretar anomalías magnéticas, entre otras cosas.

En el caso de los sedimentos, gran parte de la remanencia magnética es portada por minerales que mayormente fueron creados biológicamente, como bacterias magnetotáticas.

La contribución de los minerales al magnetismo de una roca depende en gran medida del orden magnético a nivel de estructura cristalina.

II.4. Propiedades magnéticas

Los materiales se comportan de diferentes formas ante la presencia de campos magnéticos. Este comportamiento depende de la estructura interna del material, por lo que no todos tendrán la misma respuesta. A grandes rasgos, se puede catalogar a todos los materiales con la siguiente clasificación de acuerdo con [Jiles \(1991\)](#), [Trémolet de Lacheisserie \(2005\)](#) y [Abu-Aljarayesh \(2015\)](#).

II.4.1. Susceptibilidad magnética

Es una propiedad que mide la facilidad con la que una roca adquiere una magnetización temporal en presencia de un campo magnético H y se caracteriza por la letra k (susceptibilidad de acuerdo al volumen). Cuando k es positiva, el material adquiere una magnetización en el mismo sentido que el campo H y de acuerdo con su magnitud, el material se clasificará como un material paramagnético o ferromagnético; en cambio cuando k es negativa, la magnetización inducida será de sentido opuesto a la del campo aplicado H y se clasificará como un material diamagnético. De acuerdo con la magnitud y sentido de la magnetización del material, se definirá de acuerdo con su comportamiento magnético.

II.4.2. Comportamiento magnético de los materiales

Paramagnetismo

Es una propiedad magnética de los materiales que contienen electrones desapareados. Esta característica se denomina Principio de Exclusión de Pauli, y generan momentos magnéticos (espín) en direcciones contrarias de estos electrones en el material que anulan sus campos magnéticos internos (remanencia). Los electrones desapareados entonces, tienen la libertad de alinearse en presencia de un campo magnético externo, aunque son incapaces de mantener la remanencia magnética, y el efecto desaparece al quitar el campo. En este caso, k será mayor que cero.

Diamagnetismo

Es una propiedad que ocurre en todos los materiales en presencia de un campo magnético externo, y es la tendencia de un material a adquirir una dirección opuesta a la del campo magnético aplicado, y también el efecto desaparece al quitar el campo. Los procesos responsables se conocen como Precesión de Larmor y Ley de Lenz que alinea a los electrones de manera opuesta al campo aplicado, pues estos se desplazan hacia la zona más débil de este campo. Esta propiedad es independiente de la temperatura. En este caso, k es menor que cero

Ferromagnetismo

Es una propiedad magnética que al igual que en el paramagnetismo, los materiales contienen electrones desapareados. Son materiales fuertemente magnéticos en los que los espines de los electrones se alinean mediante una interacción de intercambio generando pequeñas regiones llamadas dominios. Al aplicar un campo magnético externo, estos dominios se alinean en dirección al campo aplicado, intensificando estas pequeñas regiones y conservando en parte de ellos la orientación y magnitud del campo (remanencia) aplicado una vez que se quita este campo magnético. En este caso, k es mayor a 1.

Ferrimagnetismo

Esta propiedad magnética tiene como característica, dos subredes con momentos magnéticos opuestos. Una subred tiene un momento magnético más grande que la otra, por lo que ocurre un desequilibrio neto en su estructura. La magnetita, que es uno de los minerales magnéticos más importantes, es un ferri-imán. Esta clase de magnetismo se comporta como

un material ferromagnético, aunque tiene un momento más débil, y tiene una dependencia de la temperatura con su magnetización espontánea a diferencia de estos. En este caso, k es mayor que cero, aunque es débil.

Antiferromagnetismo

Los materiales antiferromagnéticos al igual que los ferrimagnéticos, tienen dos subredes con momentos opuestos, pero ahora ambas subredes tienen un momento magnético de igual magnitud. Cuando los momentos son exactamente opuestos, el material no tendrá remanencia magnética. Sin embargo, cuando los momentos tienen una inclinación (inclinación de giro), se genera a su vez un nuevo momento magnético ortogonal con los momentos de las subredes. Un ejemplo de este tipo de materiales es el mineral hematita. En este caso, k es mayor que cero, pero muy débil.

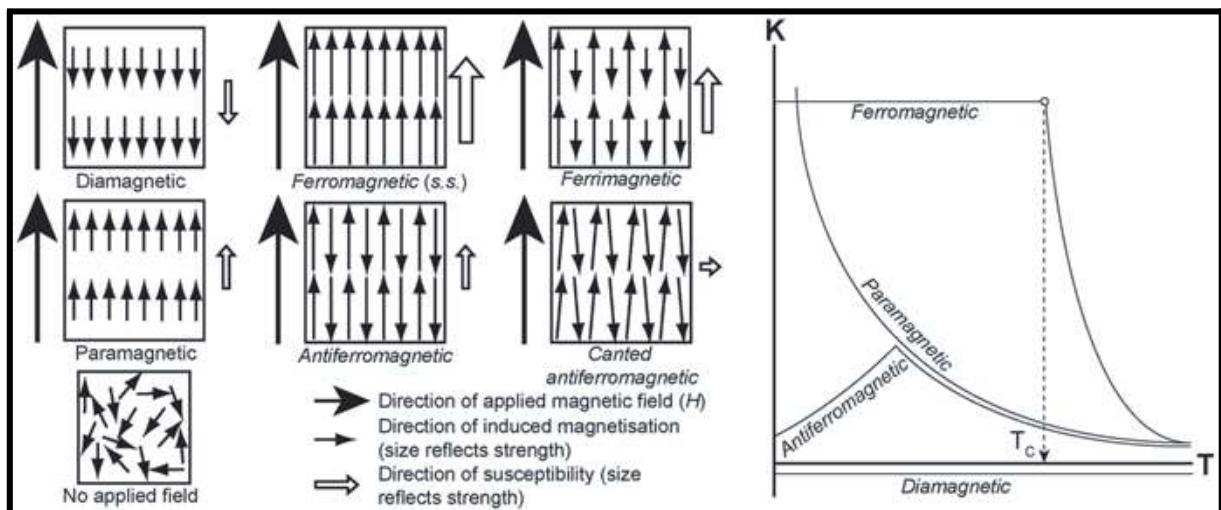


Figura 3. Alineación de momentos magnéticos en átomos de los diferentes materiales magnéticos. La flecha sólida representa el campo externo mientras que la flecha hueca representa el momento magnético del material.

Tomado de Savitribai Phule Pune University (s.f.).

Para el propósito de esta tesis, nos enfocaremos en los materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos, pues los materiales paramagnéticos y diamagnéticos son magnéticamente débiles y no tienen remanencia.

II.4.3. Temperatura de Curie

Es una propiedad respectiva de cada mineral, y se define como la temperatura límite en que los materiales ferromagnéticos y ferrimagnéticos pierden sus dominios magnéticos y

se comportan como un material paramagnético. En el caso de los materiales antiferromagnéticos, esta temperatura límite se conoce como Temperatura de Néel.

II.4.4. Dominios magnéticos

Son unidades dipolares de volumen magnético, es decir, cada uno tiene un polo positivo y un polo negativo en sus extremos opuestos. Estos están separados de sus vecinos por paredes delgadas donde los espines de electrones varían de dirección de un dominio a otro.

Los espines se alinean minimizando su energía magnetostática, ajustando las magnetizaciones de cada dominio antiparalelamente. Este acomodo forma patrones que estarán en función del tamaño de grano y de acuerdo con ello se tendrán tres casos:

- *Dominio Sencillo (SD)*: El tamaño de grano es alrededor de $1 \mu\text{m}$, por lo que los dominios magnéticos son del mismo tamaño que el tamaño de grano, y la magnetización será de dominio sencillo. Al exponer este tipo de granos a un campo magnético alterno alto en dirección contraria a la magnetización de estos granos, generará cambios en su magnetización y alcanzará su magnetización de saturación cuando el campo sea muy alto.
- *Multidominio (MD)*: Tamaño de grano mayor a $100 \mu\text{m}$, por lo que cada grano contiene varios dominios magnéticos y su magnetización es de tipo multidominio. Frente a la exposición de un campo alterno en dirección contraria a su magnetización, mostrará cambios en su magnetización independientemente de la magnitud del campo aplicado.
- *Pseudodominio (PSD)*: Algunos materiales con granos MD tienen un comportamiento similar a los granos SD debido a imperfecciones en su estructura cristalina, por lo que cada uno de los granos tendrá más de tres dominios.

II.4.5. Ciclo de histéresis e IRM

El ciclo de histéresis se obtiene al someter una muestra pequeña de roca a un campo magnético fuerte que la satura hasta un valor de H_{max} . Se mide la magnetización hasta que decae a cero, después cambia su polaridad y alcanza una saturación negativa de $-H_{max}$, al final retorna nuevamente hasta un H_{max} pasando por cero (Tauxe, 2003). La aplicación de campos

magnéticos crecientes en direcciones opuestas causa que la magnetización se vuelva sistémica, formando un ciclo de histéresis (Tarling, 1983). De este ciclo se obtienen parámetros de la roca como el momento de saturación (M_s), el campo remanente al volver a un campo cero (M_r), la coercitividad (H_c), campo necesario para que $M_r=0$, y la coercitividad de la remanencia (H_{cr}) entre otros. La saturación magnética y coercitividad de los minerales depende de su composición. El tipo de dominio magnético del grano portador afecta la forma del lazo lo que dificulta el uso del ciclo como herramienta de identificación del mineral (Tarling, 1983).

Capítulo III. Magmatismo intraplaca

El magma es una mezcla de materiales fundidos total o parcialmente de rocas localizadas en la litósfera o en la mesósfera, con intervención de diversas fases minerales. Esto se produce por tres factores: aumento de temperatura, disminución de presión y el incremento de elementos volátiles. Se denomina *solidus* a la temperatura en la que comienza a fundirse la roca, y *liquidus* a la temperatura donde la fusión es total. La temperatura a la que se empiezan a formar los fundidos de roca ricos en sílice oscila entre los 700 y 900 °C, mientras que los pobres en sílice se forman entre los 1200 y 1300 °C.

De acuerdo con [López-Ruiz y Cebriá et al., \(2007\)](#), la distribución en superficie de las rocas volcánicas no es aleatoria, puesto que sólo se generan en determinados ambientes geodinámicos:

- I. Márgenes de placa constructivos, que incluyen las dorsales centro-oceánicas y las cuencas tras-arco.
- II. Márgenes de placa destructivos, como los arcos-isla y los márgenes continentales activos que generan arcos volcánicos continentales.
- III. Zonas de intraplaca oceánica.
- IV. Zonas de intraplaca continental.

En general, el magma puede clasificarse según su composición mineralógica en dos grupos: máficos y félsicos; a su vez, también dependerá del contenido de sílice y el ambiente de formación. Los tipos de magmas más comunes se presentan a continuación:

- Basálticos: existen dos tipos de acuerdo con el ambiente de formación, toleíticos, aquellos producidos en las dorsales oceánicas con contenido menor al 50% de sílice; alcalinos, producidos en zonas de márgenes de placa ricos en potasio y sodio.
- Andesíticos: Contenido menor al 60% de sílice en conjunto de minerales hidratados como biotitas y anfíboles. Se forman en cualquier zona de subducción ya sea continental u oceánica.
- Graníticos: Se originan en zonas de subducción como los magmas andesíticos, pero son generados a partir de magmas basálticos o andesíticos que atraviesan y funden

rocas preexistentes en la corteza continental que altera su composición. Tienen el punto de fusión más bajo y pueden llegar a formar grandes plutones.

El tipo de erupción que se manifieste depende de la composición del magma, además de su temperatura, viscosidad y contenido de volátiles. En términos de actividad existen dos tipos: erupciones explosivas y erupciones efusivas.

- *Erupciones explosivas*: Es el tipo de erupción más violento, caracterizado por una cantidad alta de volátiles disueltos en un magma viscoso, de forma que la lava es expulsada violentamente. En su trayecto fuera de la corteza, pueden llevar rocas, polvo, gases y materiales piroclásticos hasta alturas de 20 km a la atmósfera a cientos de metros por segundo.
- *Erupciones efusivas*: erupción caracterizada por lava emanando hacia el suelo en forma de coladas de lava en oposición a la fragmentación del magma por erupciones explosivas. Este tipo de erupciones varían en forma, grosor, longitud y amplitud de acuerdo con el tipo de lava expulsada, la pendiente en la superficie y la duración de la erupción.

La mayoría del magmatismo ocurre en los márgenes de placa asociados a la subducción o fracturamiento de éstas, algunos campos volcánicos de alto volumen son alineados por plumas del manto que suben hasta la corteza. Al magmatismo restante se le conoce como magmatismo intraplaca, este suele ser de composición basáltica, efusiva y de poco volumen, en las regiones continentales y oceánicas.

El magmatismo intraplaca suele ser de carácter aleatorio y atribuido a varios procesos. *Conrad et al., (2011)* indican: a) Cizallamiento de alto grado de la astenósfera; b) Heterogeneidades entre la litósfera y astenosfera; c) flujo de material del manto que adelgaza la corteza; d) Hidratación hidrotermal. Ellos enfatizan que el principal impulsor de este magmatismo se encuentra en la astenósfera, derivado de plumas del manto que ascienden a la corteza en regiones de alto cizallamiento astenosférico.

Por otro lado, *Ferrari et al., (2005)* mencionan que la historia magmática del NW de México es el sistema de subducción Cretácico-Cenozoico del occidente de Norteamérica, ligada a la placa Farallón, y el precursor de la apertura del Golfo de California después del término de la orogenia Laramide. Este último proceso propició el vulcanismo intraplaca en la región.

Capítulo IV. Ambiente tectónico y geológico

De acuerdo con Ferrari et al. (2005), la región norte de México es muy compleja debido a varios factores que a continuación se destacan:

- La convergencia el basamento cristalino Proterozoico de Norteamérica, el Grenville (Oaxaquia), y la región de Coahuila, que se interpreta como un basamento cristalino de afinidad Pan-Africana.
- La prolongación meridional de la Orogenia Ouachita, que en territorio mexicano no está actualmente bien establecida.
- Se encuentra en la Zona de transición entre la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental, siendo que esta última cubre la mayor parte del registro geológico pre-Cenozoico.

IV.1. Aspecto regional

La geología de México tiene una amplia variedad de formaciones geológicas, lo que, derivado de la gran actividad tectónica, presenta altiplanicies, cordilleras, penínsulas, y una franja volcánica. La mayor parte del país se encuentra en el límite de la placa Norteamericana, que forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico. Esta placa colinda a su vez con cuatro placas dentro de las fronteras nacionales: Pacífico, Rivera, Cocos y Caribe. El movimiento de estas placas continúa modificando el relieve mexicano y generando actividad sísmica y magmática.

En esta tesis la investigación se centró en rocas basálticas de tres estados de la República Mexicana: Sonora, Chihuahua y Coahuila, las cuales se describirán a continuación. Específicamente, se estudiaron campos volcánicos asociados a la ocurrencia de magmatismo tipo intraplaca desde el Oligoceno tardío y hasta el Cuaternario. *Aranda-Gómez et al., (2005)* clasifica estas zonas dentro del magmatismo tardío en el periodo Plioceno temprano-Cuaternario, y concluye que este magmatismo derivó de la interacción entre la placa continental Norteamericana y la placa oceánica del Pacífico. Estos campos están conformados por eventos monogenéticos de composición máfica y alcalina de edad menor al Mioceno.



Figura 4. Mapa regional de la zona de estudio, donde se muestra el CVM, CVC, CVLE, CVLC y CVO.

IV.1.1. Sonora

La geología de Sonora se caracteriza por un basamento prevolcánico de rocas cristalinas del cratón de Norteamérica de edad Proterozoica. Sobre estas yacen secuencias sedimentarias marinas de plataforma del Paleozoico. A su vez, el Mesozoico está conformado por rocas clásticas continentales y rocas sedimentarias marinas en menor cantidad. (Ferrari et al., 2007). De acuerdo con Aranda-Gómez et al., (2005) y Ferrari et al., (2007) a finales del período Cretácico comenzó el arco volcánico Laramide que generó una cantidad alta de volúmenes de rocas intrusivas y extrusivas. Un segundo evento volcánico en el Eoceno produjo lavas ácidas e ignimbritas, además de afloramientos aislados que sugieren procesos de extensión cortical. Además, ellos mencionan que la formación de la SMO comenzó en el Oligoceno con el “flare up” de ignimbritas de alto volumen. En el sector norte la secuencia está conformada por ignimbritas riolíticas intercaladas con dacitas, riolitas y flujos de lava basálticos. Más adelante entre 29 y 20 Ma cambió la composición y tipo de material volcánico principalmente a andesitas-basálticas (Aranda-Gómez et al., 2005). Entre los 14 y

11 Ma el magmatismo produjo ignimbritas y lavas riolíticas y riodacíticas per-alcalinas conocidas como Formación Lista Blanca (Ferrari *et al.*, 2007).

En periodos más recientes se registró actividad volcánica que derivó en basaltos fisurales y volcanes monogenéticos, estos están asociados con tres eventos de extensión ocurridos durante el Mioceno temprano, el Mioceno tardío y el Plioceno-Cuaternario (Henry y Aranda-Gómez, 2000). Dichos eventos son registrados en el campo volcánico Moctezuma que se estudia en esta tesis.

IV.1.2. Chihuahua

Al centro-norte del país se encuentra el estado de Chihuahua, que se divide en dos provincias fisiográficas: La Sierra Madre Occidental y la provincia *Basin and Range*. En general, está conformado por un basamento de rocas del Mesozoico, Paleozoico y Precámbrico, cubiertas por una discordancia de rocas volcánicas del Cenozoico. El basamento del Precámbrico aflora con poca extensión en la región de Placer de Guadalupe y en la Sierra del Cuervo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

Por parte del Paleozoico, se encuentra representado por afloramientos de calizas localizadas en la región de Mina Plomosas y Aldama, ubicadas al norte y noreste del estado respectivamente, mientras que en la parte central y oriental del estado se ubican los afloramientos de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (Morán-Zenteno, 1984).

De acuerdo con McDowell y Clabaugh (1979), la parte central, oriental y occidental del estado se encuentran comprendidas por una secuencia de rocas volcánicas del Cenozoico que pertenece a la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental, descrita como la provincia ignimbrítica más extensa del mundo.

En el estado de Chihuahua existen también campos volcánicos constituidos por rocas basálticas pertenecientes al Neógeno y/o Cuaternario (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1992; Nimz *et al.*, 1986, 1993; Cameron *et al.*, 1989), y al menos en dos de estos campos se han encontrado xenolitos del manto y de corteza inferior (granulitas) (i.e. Puerto Palomas y La Olivina: Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

En el área del campo volcánico de la Olivina, que pertenece a nuestra área de estudio, se encuentran litologías del conjunto de xenolitos corticales de granulitas feldespáticas de

carácter máfico, con algunos paragneisses y ortogneisses de composición intermedia a silícica en distintos periodos: Durante el pre-Cenozoico, los xenolitos se formaron a partir de la orogenia Ouachita, mientras que en el Paleozoico tardío, se formaron por la acción de cuerpos intrusivos sin- o postectónicas. A su vez, existen inclusiones de xenolitos precámbricos (1460 Ma) que se consideran representantes de la corteza continental formada durante ese periodo, y muestran rasgos de deformación por la Orogenia Grenville (~1100 Ma) (Cameron y Jones, 1993); Cenozoico medio-Cuaternario, con edades radiométricas de 0 a 20 Ma que se cree reflejan temperaturas muy altas de facies de granulita, comunes en la corteza profunda de México en regiones de volcanismo Plioceno-Pleistoceno (Rudnick y Cameron, 1991).

IV.1.3. Coahuila

Coahuila se encuentra en la parte noreste de México y está representada principalmente por rocas sedimentarias continentales y marinas como calizas, lutitas, areniscas y dolomías con un gran número de anticlinales y sinclinales de direcciones este-oeste y noroeste-sureste del Mesozoico, que cubren el basamento antiguo del Precámbrico y Paleozoico. Cabe señalar que diversas regiones en el estado están compuestas por rocas ígneas con edades del Triásico al Cuaternario, estas son bien definidas a lo largo del estado en extrusivas e intrusivas. Las rocas extrusivas son las más jóvenes y forman regularmente las sierras más altas, mientras que las intrusivas están expuestas por la erosión de las rocas sedimentarias que están sobreyaciendo.

El tipo de roca más representativo del estado son las calizas del Mesozoico, esto fue provocado por la formación del Golfo de México, que propició la acumulación de secuencias sedimentarias conformadas por depósitos siliciclásticos de ambientes costeros, depósitos evaporíticos y carbonatados, durante el Jurásico y el Cretácico. La evolución estructural fue generada también por la apertura del Golfo de México, la Sierra Madre Oriental y la orogenia Laramide. Esta última se cree que está relacionada con la migración de esfuerzos producidos por la acreción del arco volcánico al oeste debido al cierre de la cuenca marginal y al proceso de subducción de la placa Farallón durante el Cretácico tardío y el Cenozoico temprano (James and Henry, 1991; Henry *et al.*, 1991; Goldhammer, 1999; Bird, 2002; Gilmer *et al.*, 2003; Chávez-Cabello, 2005 en Molina-Garza *et al.*, 2008). Estudios bioestratigráficos sugieren que la orogenia Laramide en Coahuila había terminado hacia el Eoceno tardío

(Vega-Vera and Perrillat, 1989; Molina-Garza *et al.*, 2008). Durante el Plioceno ocurrió un evento erosivo en la región que produjo la degradación de las secuencias marinas antes descritas dando lugar a la deposición de un conglomerado oligomítico conocido como la Formación Sabinas ampliamente distribuido en el área de estudio. Durante el Cuaternario ocurrieron derrames de lava de composición basáltica que están distribuidos en tres campos volcánicos de la región: Las Esperanzas, Ocampo y Las Coloradas.

IV.2. Aspecto local

A continuación, se describen los campos volcánicos incluidos en la investigación para el desarrollo de esta tesis.

IV.2.1. Campo volcánico Moctezuma, Sonora

La zona de Moctezuma (CVM), es un campo volcánico que se encuentra en la zona central-oriental del estado de Sonora, tiene una superficie de 380 km² a lo largo de la Sierra Madre Occidental en la parte noroeste de México. De acuerdo con Ortega *et al.*, (1992), está formada por un conjunto de conos de escoria que datan de hace 1.7 Ma, aproximadamente. La parte más joven fue formada hace aproximadamente 0.53 Ma posicionando al campo en el Plioceno, y produjo lavas alcalinas al centro de la cuenca. Pertenece a la provincia tectónica *Basin and Range* formada en el Cenozoico a partir de un régimen extensivo. De acuerdo con la clasificación de Ortega *et al.*, (1992) la zona de Moctezuma pertenece a la provincia geológica Sonorense compuesta por rocas metamórficas, ígneas extrusivas e intrusivas y sedimentarias. Además, incluye depósitos continentales donde se tiene la presencia del cratón de Norteamérica.

El campo volcánico Moctezuma fue descrito por Paz-Moreno *et al.*, (2003), la información presentada a continuación fue tomada de dicha fuente.

Esta zona, se encuentra en un semigraben desplazado con rumbo NNW. Está compuesto por una secuencia de flujos de lava basálticos de la formación Bácaurit, que registra la actividad magmática más antigua documentada en el campo, pertenecientes al Mioceno tardío. Posteriormente, la actividad magmática reinició en el Cuaternario con un evento de composición máfica que cubrió todo el campo volcánico, y generó la morfología de la región.

A su vez, la actividad más reciente produjo una serie de conos de escoria y derrames de lava máfica-alcalina.

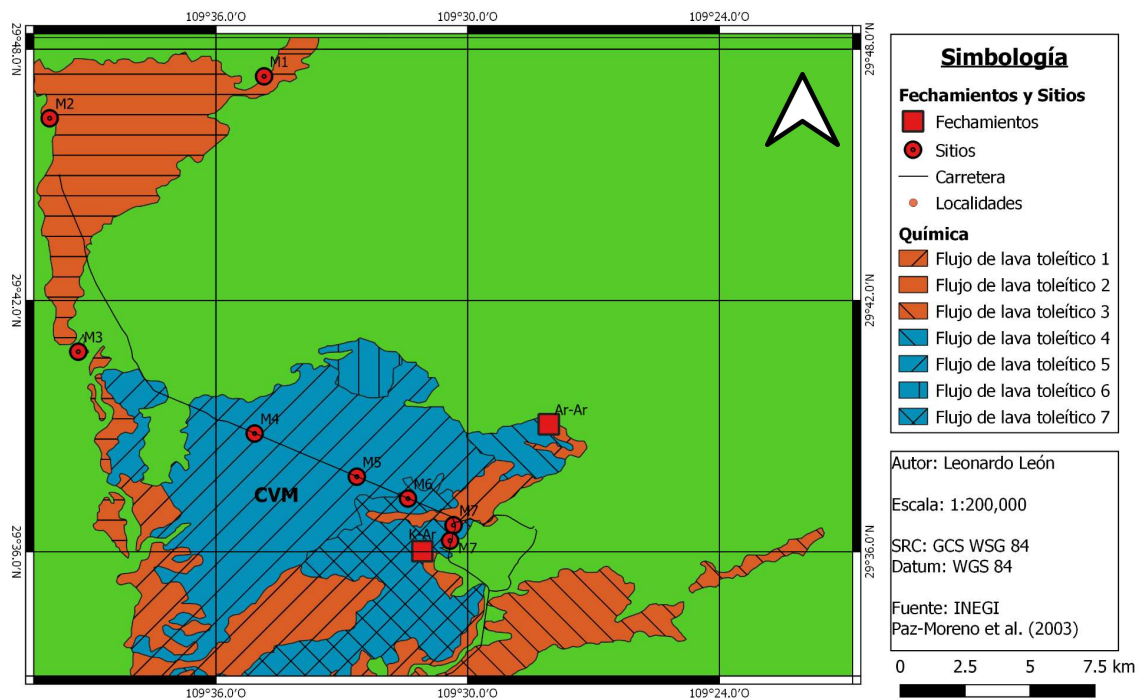


Figura 5. Mapa geológico de la zona de Moctezuma, Sonora, indicando la distribución de los flujos de lavas toleíticas y la ubicación de los sitios paleomagnéticos de este trabajo.

El CVM tiene su origen en un magmatismo continental de actividad temprana durante el Cuaternario. Su evolución tectónica tiene origen en el Cretácico tardío y el Cenozoico por la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana. De acuerdo con Aranda-Gómez *et al.*, (2005), Calmus *et al.*, (2011) y Ferrari *et al.*, (2005) la evolución del vulcanismo resultó a partir de la subducción entre estas dos placas.

Calmus *et al.*, (2011) indican que el magmatismo calcalcalino hacia el oriente muestra un aumento de la velocidad de subducción y una disminución paulatina del ángulo de incidencia generando una compresión moderada, para el Paleogeno temprano. Posteriormente, entre el Oligoceno y el Mioceno Tardío la regresión del arco magmático generó una extensión regional dando lugar a la provincia *Basin and Range*, que se caracterizó por una serie de horst y grabens.

A su vez, Aranda-Gómez *et al.*, (2005) y Calmus *et al.*, (2011) mencionan que la aparición de basaltos alcalinos en la región indica que la litósfera fue adelgazada durante el Mioceno, además del proceso de apertura del Golfo de California, que sucedido hace aproximadamente

12 Ma. El rifting continental sigue reactivando estructuras de la provincia *Basin and Range* además del vulcanismo post-subducción que permanece en la zona del Golfo de California.

De acuerdo con la mineralogía, los basaltos encontrados en la zona son aáficos a ligeramente porfídicos, contienen 10% de fenocristales con el olivino como única fase. Las lavas alcalinas son porfíricas con más de 30% de fenocristales y exhiben masas intergranulares. Ambos tienen una composición mineralógica similar (olivino, plagioclasa, clinopiroxeno e ilmenita), tienen una concentración similar de tierras raras y son abundantes en plagioclasa.

Aranda-Gómez et al., (2005) realizó un análisis de #Mg en las rocas que varía en los dos tipos de roca, por lo que considera que no representan magmas primarios derivados por fusión parcial de peridotitas normales en el manto. A su vez, *Paz-Moreno et al., (2003)* dicen que los diagramas multielementos normalizados sugieren que la fuente de donde se derivan los magmas de Moctezuma, provienen predominantemente del manto astenosférico.

IV.2.2. Campo volcánico Camargo, Chihuahua

El campo volcánico de Camargo (CVC) se localiza en la porción sureste de Chihuahua, cerca del límite con Coahuila sobre la traza sepultada de la falla de San Marcos, un rasgo del Jurásico que ha sufrido reactivaciones en cada pulso de deformación incluyendo la extensión del Cenozoico medio y tardío (*Aranda-Gómez et al., 2005*). Es el campo volcánico intraplaca más extenso y voluminoso de la provincia *Basin and Range*, con una superficie de 3000 km². Está constituida por más de 300 volcanes, principalmente conos cineríticos, lavas asociadas y maares, los principales elementos orogénicos son la Sierra “El Diablo” y la Sierra “Encinillas”. Tiene presencia de rocas piroclásticas extrusivas, además de xenolitos de la corteza y del manto dentro de los derrames basálticos alcalinos (basanitas) y riolíticos. Las basanitas fueron formadas a través de fisuras de rumbo NW-SE y numerosos conos cineríticos que brindan edades de entre 40 a 2 Ma al CVC.

De acuerdo con la edad de las muestras tomadas del campo de acuerdo al método de Argón en el trabajo de *Arredondo (2001)*, varían aproximadamente de 4.7 Ma hasta 0.09 Ma y por esta razón, la petrología es incierta, aunque se ha decidido asignarlo al periodo del Plioceno.

Retomando a *Aranda-Gómez et al., (2005)* no se ha publicado ningún estudio sistemático sobre las rocas del campo, pero se relaciona con las rocas alcalinas del Cenozoico del oeste de Texas.

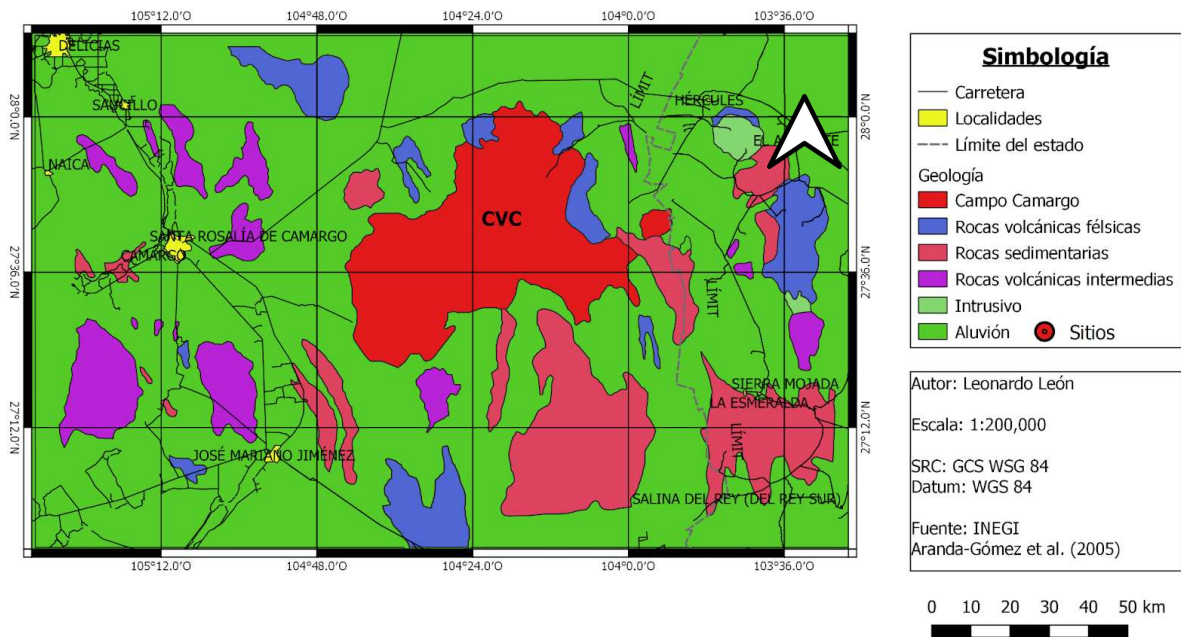


Figura 6. Mapa geológico de la zona del campo volcánico de Camargo, indicando la distribución de la litología y la ubicación de los sitios paleomagnéticos de este trabajo.

De acuerdo con Smith (1993), se tiene la presencia de rocas sedimentarias del Cretácico al sur y este del campo, mientras que hacia los bordes norte y noreste se encuentran rocas ígneas del Cenozoico. El campo volcánico fue descrito por Aranda-Gómez *et al.*, (1993), Noyola-Medrano *et al.*, (1995) y Aranda-Gómez *et al.*, (2003), la información que se presenta fue tomada de dichas fuentes.

La primera secuencia de magmas data del Paleógeno, conformado por tobas riódacíticas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, óxidos de Fe-Ti y apatita, con una edad aproximada de 40 Ma. Posteriormente, la segunda secuencia es un paquete de lavas andesíticas, dacíticas y riódacíticas, que contienen fenocristales de plagioclasa, apatito y óxidos de Fe-Ti, con una edad aproximada de 35 Ma. La última secuencia está conformada por grupos de dacitas y andesitas porfíricas, además de tobas de caída de ceniza que contienen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, apatita y óxidos de Fe-Ti, con una edad aproximada de 31 Ma.

Con base en los diagramas de REE normalizados y diagramas de multielementos, se asienta que las concentraciones de elementos traza son similares a otras localidades de la provincia

Basin and Range, que está delimitada por fallas normales (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Existen algunas variaciones que se atribuyen a heterogeneidades isotópicas en el manto que subyacen a Norteamérica.

A pesar de la cantidad de influencias de fallas regionales en la región norte de México, no se han realizado investigaciones hasta los años más recientes (Anderson y Silver, 2005). Hasta el momento, la única estructura conocida es la falla de San Marcos, que pertenece al cinturón plegado de Coahuila y tiene una datación del Jurásico (Chavez *et al.*, 2005). Esta ha sido reactivada a lo largo de la historia por pulsos de deformación, incluyendo la extensión del Cenozoico y, se encuentra sepultada debajo del campo volcánico de Camargo.

Debido a esto, el campo se encuentra en una zona de inestabilidad. Aranda-Gómez *et al.*, (2003) y (2010) remarcan esto, ya que existen fallas inclinadas hacia el este y oeste, además de bloques hacia el norte y sur. La evidencia geomorfológica indica que la región sigue en un régimen extensivo.

IV.2.3. Campo volcánico Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila

Los Campos Volcánicos de Las Esperanzas-Las Coradas-Ocampo, se encuentran en el límite de la provincia tectónica *Basin and Range* en México respecto a la clasificación de Aranda-Gómez *et al.*, (1999). Esta provincia que se formó en el periodo Cenozoico medio y tardío, se extiende actualmente a lo largo de 3000 km desde el sur de Canadá hasta el límite con la Faja Volcánica Transmexicana y la Mesa Central Henry y Aranda (1992). Stewart, (1978) indica que la Provincia *Basin and Range* se caracteriza por tener una corteza delgada, flujo térmico elevado y un levantamiento regional en el Neógeno, derivado de la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana. Esto generó un vulcanismo calcialcalino que prosiguió con periodos de fallamiento intenso a lo largo de la misma provincia asociado con la expulsión de basaltos alcalinos intraplaca.

El rift de Rio Grande es una estructura extensional continental que se extiende desde el centro del estado de Colorado en EE.UU., hasta el estado de Chihuahua y Coahuila en México. En el norte, esta estructura tectónica separa la meseta de Colorado del interior del cratón de Norteamérica. Este rift contiene cuatro cuencas de aproximadamente 50 km de largo. Carciumaru y Ortega (2011)

La evolución tectonomagmática del rift de Rio Grande según [Carciumaru y Ortega \(2011\)](#) se resume en tres etapas ordenadas cronológicamente:

- a. Magmatismo de arco continental
- b. Pulso de extensión, fusión de la litósfera y acumulación de sedimentos continentales en cuencas del rift, además de una fase proximal ignimbrítica.
- c. Vulcanismo máfico de tipo basáltico de isla oceánica (OIB: *Ocean Island Basalt*) que acumuló material aluvial en las cuencas extensionales.

El campo volcánico de Las Esperanzas (CVLE) se encuentra en los alrededores de la región de Sabinas, y está compuesto por un conjunto de basaltos con derrames fisurales con algunos afloramientos de juntas columnares y extrusiones centrales, tiene un área de 181 km² y un volumen de 2.6 km³. De acuerdo con [Arredondo \(2001\)](#), las edades de las lavas datan desde 2.7 ± 2.23 Ma hasta los 0.6 ± 0.46 Ma posicionándose en el Plioceno.

El campo se divide en dos regiones, según el centro de emisión, conocidas como:

- I. Oriental, con lavas extravasadas de volcanes de tipo escudo, con pendientes externas muy suaves, y con productos que abarcan superficies extensas. Existe una media de 112 m de diferencia de altura entre la cima de los volcanes y el borde de los derrames de lava, con radios de aproximadamente 11 km.

Uno de sus volcanes más importantes es Agua Dulce, pues contiene varias acumulaciones de lava y aparición de bombas en forma de huso, además de depósitos de escoria fuertemente oxidada.

- II. Occidental, con derrames fisurales y sin la presencia de aparatos volcánicos centrales; [Valdez-Moreno \(2001\)](#) indica que fueron extravasados por fallas o fracturas a orientaciones NE-SW y WNW-ESE frente a la sierra.

Estudios geoquímicos de variación de #Mg vs. elementos mayores, indican que los magmas de ambas regiones presentan una evolución independiente [Aranda-Gómez et al., \(2005\)](#).

En el caso del campo volcánico de Las Coloradas (CVLC), no existe ninguna descripción geológica específica excepto por la geoquímica isotópica desarrollada por [Aranda et al., \(2005\)](#) donde se le asigna una edad inferida del Plioceno-Cuaternario y de tipo intraplaca

debido a su ubicación geográfica y relación espacial con los campos Las Esperanzas y Ocampo.

El campo volcánico de Ocampo (CVO) se localiza en el borde occidental y en la parte central del valle entre las poblaciones de Ocampo y Cuatro Ciénegas; también se divide en dos zonas:

- I. Oriental, se caracteriza por derrames de lava de gran extensión emitidos por fisuras, y por un conjunto de seis conos cineríticos aislados. Existe un alineamiento de cinco de estos volcanes a través de un dique emplazado en una fractura tensional. Esta alineación en dirección NNW es paralela al rumbo de algunas estructuras laramídicas, y regionalmente, alinea estos volcanes con los demás centros volcánicos intraplaca *Valdez Moreno et al., (2001)*.
- II. Occidental, caracterizada por un afloramiento extenso de basaltos, compuesto de varios derrames de lava donde el más antiguo reposa discordantemente sobre las calizas del Cretácico Inferior *Valdez Moreno et al., (2001)*.

Las edades isotópicas obtenidas para rocas de este campo volcánico ponen en primera posición en 1.84 ± 0.45 Ma en el occidente, mientras que al oriente fue de 3.41 ± 1.11 Ma. Esto las posiciona en el periodo del Plioceno

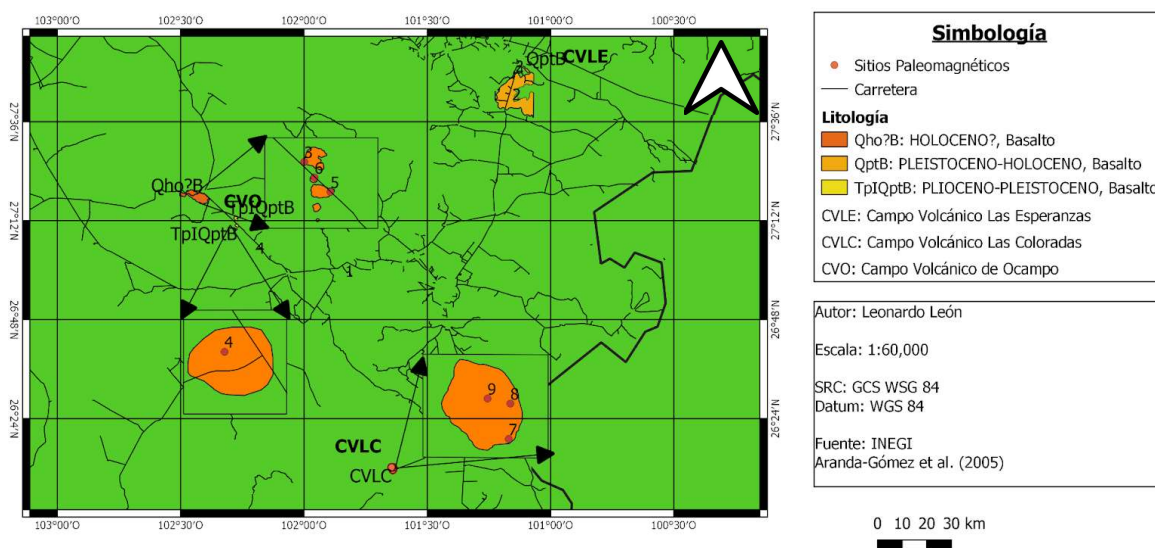


Figura 7. Mapa geológico de la zona de Las Esperanzas, Las Coloradas y Ocampo, Coahuila, indicando la distribución de los flujos de lavas toleíticas y la ubicación de los sitios paleomagnéticos de este trabajo.

Capítulo V. Muestreo y metodología

A continuación, se muestra una descripción de la metodología empleada durante las diversas etapas de la investigación, enfatizando principalmente en los procesos de recolección de muestras en campo y en las mediciones de laboratorio.

V.1. Muestreo paleomagnético

Se realizó una toma de muestras de flujos de lava del periodo Plio-Cuaternario en los 5 campos volcánicos con la finalidad de muestrear la mayor extensión posible. Los sitios deben estar '*in situ*' manteniendo su posición original o con la capacidad de conocer su posición original a través de correcciones, además de tener la menor alteración posible. El tamaño y forma de las muestras son núcleos con un diámetro de 2.5 cm y una longitud variable entre 5 y 13 cm, que fueron extraídos con una perforadora portátil de gasolina. Se buscó una distribución regular de los sitios con un promedio de 10 núcleos por sitio, con un total de 37 sitios y 344 núcleos. Los núcleos fueron orientados con una brújula magnética además de auxiliarnos del método del orientador solar cuando fuese posible.

Se realizaron tres campañas de muestreo: La primera se desarrolló en el campo volcánico de Moctezuma, Sonora. Fueron recolectadas 106 muestras (núcleos) en 11 sitios distintos con una edad aproximada de 1.7 y 0.53 Ma (Pleistoceno temprano-medio). Con un promedio de dos sitios por flujo de lava se investigaron 6 flujos basálticos. En el sitio 10 el flujo presenta una estructura columnar y aflora en la cúpula de una meseta (Figura 8a). En este caso el muestreo fue en bloques. Se orientaron los bloques con la ayuda de una brújula magnética y se anotaron las direcciones (Figura 8b) para poder orientarlo durante las perforaciones en el laboratorio.



Figura 8. Muestreo en forma de bloques en basaltos con estructura columnar donde fue imposible llevar la perforadora. (a) Meseta de basaltos columnares; (b) Bloque orientado con la brújula magnética y marcado con las direcciones de control.

La segunda campaña se realizó en el campo volcánico de Camargo, Chihuahua. Fueron recolectadas 106 muestras de 11 sitios con una edad similar al CVM con la misma metodología que en la primera campaña. A su vez, la tercera y última campaña engloba tres campos volcánicos pertenecientes al estado de Coahuila. El campo volcánico de Las Esperanzas fueron recolectadas 51 muestras de 5 sitios del periodo Plio-cuaternario, 26 muestras de 3 sitios en el caso del campo volcánico Las Coloradas, mientras que para el campo volcánico de Ocampo se recolectaron 61 muestras de 6 sitios del mismo periodo.

V.1.1. Secciones pulidas

Se seleccionaron fragmentos de núcleos para realizar superficies pulidas. Se realizó una sección por sitio de las muestras más representativas y en mejor estado para cada campo volcánico en estudio. Para la observación y descripción de las muestras se utilizó un microscopio óptico LEICA DM/LP con cámara digital integrada y software de edición de imágenes, LEICA IM500.

V.2. Mediciones de laboratorio

Se realizó la medición de propiedades magnéticas para cada sitio de las muestras recolectadas en campo, estas fueron analizadas en distintos equipos del Laboratorio de Paleomagnetismo pertenecientes al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

V.2.1. Curvas termomagnéticas (k - T)

Para la medición de nuestros especímenes, se utilizó un susceptibilímetro magnético MS-DOS (Bartington) equipado con un horno para el calentamiento de la muestra durante una primera etapa de la investigación. Dicho equipo tiene una frecuencia de operación baja (50-60 Hz). En el procedimiento de medición se seleccionó un espécimen por cada sitio y se trituró para su medición. La primera etapa de la medición es durante el calentamiento de la muestra hasta los 680 °C, y la segunda etapa es durante el enfriamiento hasta los 50 °C. El registro de los datos es cada 1 °C. De esto, se obtienen dos archivos uno para cada etapa con los puntos medidos. Las curvas obtenidas proveen información de cambios de fases mineralógicas sucedidos durante el proceso. Al final, la temperatura de Curie se calculó a partir del método de la segunda derivada de la curva obtenida de los datos.

En una segunda etapa de la investigación se empleó un Kappabridge MFK-FA (Agico) equipado con suplementos para altas y bajas temperaturas. En este obtuvimos el registro de la variación de la susceptibilidad a bajas temperaturas desde -192 °C hasta 0 °C y de altas temperaturas (20-700 °C) de las muestras de los sitios que no se incluyeron en la etapa anterior. La corrección de los datos por vacío y masa se realizaron con el software Cureval versión 8.0.2 de Agico.

Para muchas de estas curvas se realizó un suavizado y corrección aplicando un filtro de media móvil y una interpolación a modo de eliminar la mayor cantidad de ruido y la menor pérdida de los datos de la curva.

El análisis final de las curvas de k vs T se realizó con el paquete de software PmagPy montado en Python (Tauxe *et al.*, 2016). Con este software obtuvimos el valor de la temperatura en el máximo de la segunda derivada.

V.2.2. Desmagnetización por campos alternos y térmica

- *Desmagnetización por campos alternos:* La desmagnetización por campos alternos consiste en el decaimiento de la magnitud de un campo magnético alterno aplicado a lo largo de un período. La exposición de un espécimen frente a un campo magnético alterno, genera una alineación magnética de los granos de la misma cuando tienen una coercitividad menor o igual al campo aplicado. Por consiguiente, el momento magnético de estas partículas se cancela mutuamente y la remanencia de las partículas desaparece, quedando únicamente la remanencia de las partículas con coercitividad mayor al campo aplicado. Este proceso se debe realizar a lo largo de sus 3 ejes ortogonales e incrementar paso a paso el campo aplicado, para medir la remanencia después de cada incremento en cada uno de estos pasos.

Las mediciones de muestras piloto se realizaron en el desmagnetizador MOLSPIN LIMITED a muestras de las que previamente se analizaron sus ciclos de histéresis e IRM

- *Desmagnetización por temperatura:* La desmagnetización térmica consiste en el calentamiento gradual de especímenes en un horno con blindaje magnético, los especímenes se someten a distintas temperaturas, desde lo ambiental hasta los 680 °C. En el mismo caso que en la desmagnetización por campos alternos, después de cada paso de calentamiento se realiza una medición de la remanencia a temperatura ambiente. Este proceso se realiza hasta que la remanencia del espécimen es eliminada casi por completo.

Las mediciones se realizaron en el horno ASC SCIENTIFIC MODEL MMTD-48 a muestras de las que previamente se analizaron sus ciclos de histéresis, IRM y algunos especímenes desmagnetizados por campos alternos.

A su vez, los resultados de cada espécimen fueron procesados y analizados usando el software Remasoft (Agico) y el software web Paleomagnetism.org desarrollado por [Koymans et al., \(2016\)](#) y que se encuentra en <https://paleomagnetism.org/>

V.2.3. Ciclo de histéresis e IRM

El ciclo de histéresis se obtiene al someter una muestra pequeña de roca a un campo magnético fuerte que la satura hasta un valor de H_{max} . Se mide la magnetización hasta que

decae a cero, después cambia su polaridad y alcanza una saturación negativa de $-H_{max}$, al final retorna nuevamente hasta un H_{max} pasando por cero (Tauxe, 2003). La aplicación de campos magnéticos crecientes en direcciones opuestas causa que la magnetización se vuelva sistémica, formando un ciclo de histéresis (Tarling, 1983). De este ciclo se obtienen parámetros de la roca como el momento de saturación (M_s), el campo remanente al volver a un campo cero (M_r), la coercitividad (H_c), campo necesario para que $M_r=0$, y la coercitividad de la remanencia (H_{cr}) entre otros. La saturación magnética y coercitividad de los minerales depende de su composición. El tipo de dominio magnético del grano portador afecta la forma del lazo lo que dificulta el uso del ciclo como herramienta de identificación del mineral (Tarling, 1983).

En los granos magnéticos las fuerzas magnetocristalinas internas causan alineaciones paralelas o antiparalelas a los ejes de fácil alineación (ejes fáciles). Sin embargo, las fuerzas magnetostáticas se incrementan con el tamaño de los polos en la superficie del grano (norte y sur) y se atraen entre sí. De esta manera la magnetización dentro del cristal se divide y forma dominios individuales separados por paredes. Los dominios son regiones magnetizadas uniformemente. Dentro de estos los espines de los electrones están acoplados y son paralelos entre ellos (Tarling, 1983).

El ciclo de histéresis y las curvas IRM se obtuvieron con un equipo Micromag AGFM con aplicación de campos máximos de 1.2 T. Se analizaron trece muestras de aproximadamente 30 mg. Se tomaron en cuenta varios parámetros como la saturación de magnetización (M_s), la saturación remanente (M_r), la fuerza coercitiva (H_c) y la remanencia de la coercitividad (H_{cr}). Para el procesamiento de los ciclos de histéresis se utilizó el software Hystlab desarrollado por Patterson *et al.*, (2018) y basado en MATLAB que se encuentra en: [GitHub - greigpateron/HystLab: MATLAB software for processing and analyzing magnetic hysteresis data](https://github.com/greigpateron/HystLab). Con estos parámetros se realizaron los diagramas de Day y Néel para evaluar el tipo de dominio magnético de las muestras.

V.2.4. UnMix

Las muestras de rocas recolectadas en campo contienen diversos minerales con componentes magnéticas asociadas. Cuando se analizan las curvas de IRM de dichas muestras, es importante separar las componentes de interés mineralógico para lo que se utilizó la aplicación web MAX UnMix.

Esta aplicación fue desarrollada utilizando paqueterías del software R Studio y permite separar las distribuciones de coercitividad derivadas de las curvas magnéticas. De acuerdo con [Maxbauer et al., \(2016\)](#), MAX UnMix utiliza la función *predict()* de R Studio para calcular la distribución de coercitividad en una escala lineal de acuerdo con la selección del usuario. Acorde con metodologías relacionadas, se recomienda ajustar las curvas de magnetización con un mínimo de 25 datos para asegurar la eficacia del método ([Kruiver et al., 2001](#)). Normalmente, es necesario remover el ruido de medición a lo largo del conjunto de datos con alguna aplicación o un filtrado más complejo, pero en el caso de UnMix hace uso de la función *smoth.spline()* que permite al usuario escoger el mejor filtro de acuerdo con el ajuste de nivel 0 a 1. Es una plataforma que permite usar de manera ágil la separación de coercitividad y se encuentra en: <http://www.irm.umn.edu/maxunmix>

V.2.5. Diagramas FORC

First Order Reversal Curve (FORC) se han convertido en una herramienta común para la determinación del dominio magnético de las partículas, además de evaluar la presencia y cuantificar las interacciones magnetostáticas en el magnetismo de rocas, paleomagnetismo y magnetismo ambiental. ([Pike et al., 1999](#); [Roberts et al., 2000](#))

[Roberts et al., \(2022\)](#) menciona que los diagramas FORC son un indicador de la anisotropía dominante magnética de un material, al igual que el estado de dominio magnético y la determinación de su capacidad de almacenar la orientación y propiedades magnéticas de dicho material. A su vez, es de gran utilidad, pues contiene mucha información del ensamble, la textura de las componentes magnéticas y su localización. Cabe señalar que los diagramas FORC sirven de apoyo a distintas pruebas en el método magnético, tal es el caso de las curvas de histéresis y los diagramas de Day y Néel, ya que nos ayudan a determinar los dominios magnéticos en sistemas complejos de partículas en una roca o material.

Este diagrama se realiza a partir de la representación de la respuesta magnética de las partículas de granos **SD**, debido a un campo magnético externo aplicado en dirección de la componente **SD**. Este campo magnético es variable en magnitud y sentido, ya que parte de una magnitud cero hasta un **H** máximo en pasos escalonados, para entonces comenzar a decrecer para posteriormente cambiar de sentido hasta llegar a un valor de **-H**. Así pues, esto nos permite representar gráficamente en términos de la coercitividad **H_c** ó **B_c** y su campo magnético **H_u** ó **B_u**

Las mediciones para el método se realizaron en el Micromag AGFM a muestras escogidas de las que previamente se analizaron sus ciclos de histéresis. Los diagramas se graficaron y analizaron con el programa FORCinel 3.1.9 diseñado en el software Igor.

V.2.6. Diagramas de Zijderveld y de intensidad magnética

Para el análisis de los datos paleomagnéticos se empleó el software Remasoft basado en el método estadístico de Fisher (1953) que añade a cada dato un peso unitario representado como un punto en una esfera de radio unitario y distribuidas a partir de la densidad de probabilidad. A partir de un conjunto de datos, cada punto tendrá su esfera de radio unitario que, de acuerdo a la dirección de la población, estará concentrada en una misma esfera de un radio promedio R . El parámetro para determinar la distribución de la población se conoce como k ; mientras este sea más grande, las direcciones estarán concentradas en un pequeño sector de una misma esfera. Además, existe un parámetro adicional que indica la confiabilidad de los datos alrededor de la esfera R , este es el parámetro α_{95} . Cabe señalar que un valor aceptable de α_{95} menor a 15. Esta metodología fue utilizada para cada uno de los campos volcánicos estudiados.

V.2.7. Direcciones medias y VGP's

En este estudio, la dirección media fue promediada con base a las direcciones características obtenidas en los procesos de desmagnetización, en la que de cada sitio está bien definida en menos del 50% de los sitios. Los parámetros de dispersión están calculados a partir de la distribución de Fisher considerados valores aceptables de $k > 30$ y $\alpha_{95} \leq 16^\circ$ (Meert, 2020; Van der Voo, 1990). Para los demás sitios, la dispersión fue demasiado alta de acuerdo con estos parámetros, por lo que se prescindirá de dichos resultados.

Capítulo VI. Resultados de microscopía y propiedades magnéticas de rocas

VI.1. Microscopía de luz reflejada

VI.1.1. Descripción de los óxidos magnéticos observados en las secciones pulidas

A continuación, se muestra y describe la minerografía de los sitios pertenecientes a Sonora y Coahuila. De manera general, la mineralogía es similar en los campos volcánicos de Moctezuma y Las Esperanzas-Ocampo, aunque mantiene algunas diferencias entre estas.

En las secciones pulidas de Moctezuma, Sonora predominan dos mineralogías representativas: En mayor proporción se encuentra la ilmenita con una disposición de cristales alargados y finos de entre 200 y 300 micrómetros de largo, como se muestra en la Figura 9; tiene una coloración predominantemente blanca y se encuentra en todos los especímenes del lugar con leves diferencias en tamaño y forma. Con la aparición de nícoles cruzados entre ellos, adquieren una tonalidad más oscura y anisotrópica, con bordes ligeramente corroídos y cristales rotos en algunos casos (Figura 9).

El segundo mineral representativo es la magnetita, que se observa en casi todos los especímenes del CVM. Los cristales son subhedrales y cúbicos con tamaños varios que rondan el tamaño de los 10 micrómetros, generalmente describen un color gris claro a blanco dentro de la matriz de roca en pequeñas agrupaciones que parecieran una serie de puntos blancos a simple vista. (Figura 10).

En el caso del CVC, de acuerdo con [Royo-Ochoa et al., \(2004\)](#), se muestran minerales de Titanio y Hierro, específicamente rutilo, ilmenita y hematita, donde se observa que la ilmenita fue ocupada por el rutilo, al igual que la hematita en donde originalmente se encontraba titanomagnetita, a modo de nícoles cruzados como en la Figura 11a.

También, se puede observar en las Figuras 11b y 11d la división de cristales por lamelas de exsolución de ilmenita de forma paralela, tomando una textura denominada “sandwich”.

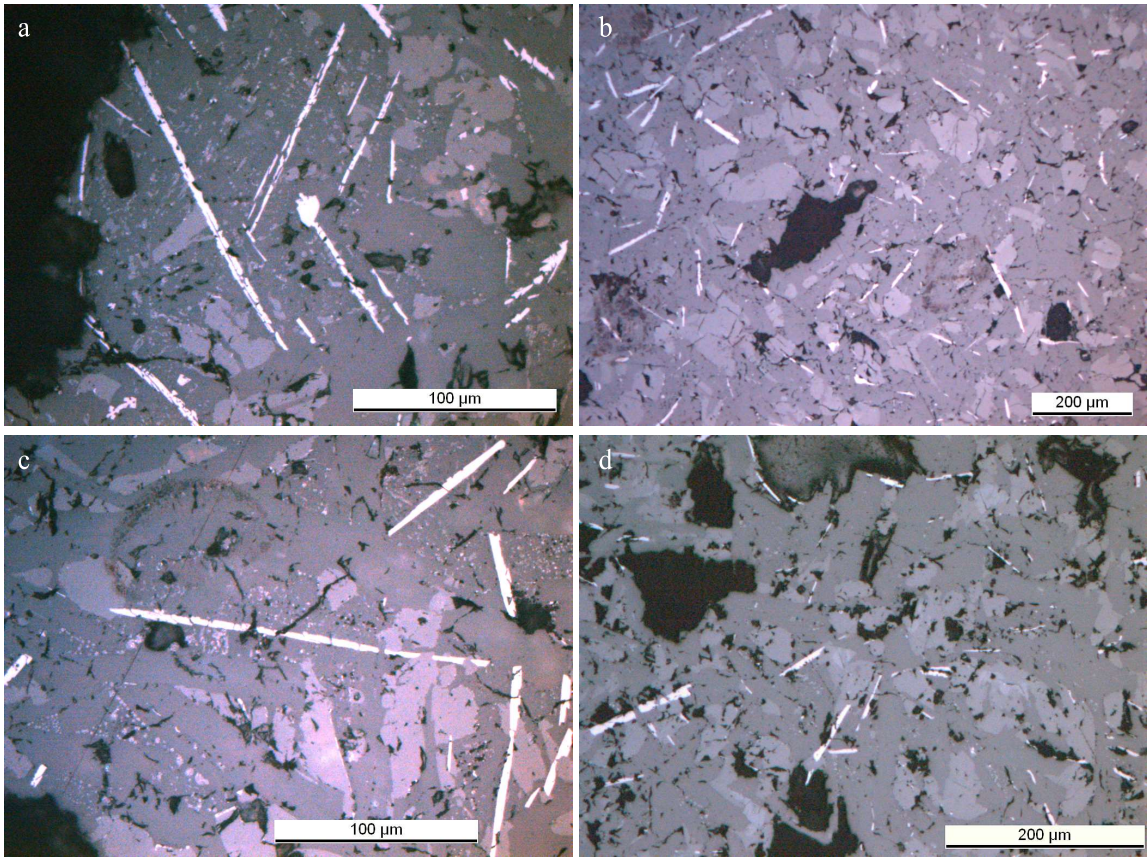


Figura 9. Imágenes obtenidas del microscopio Leica del CVM mostrando los cristales alargados de ilmenita

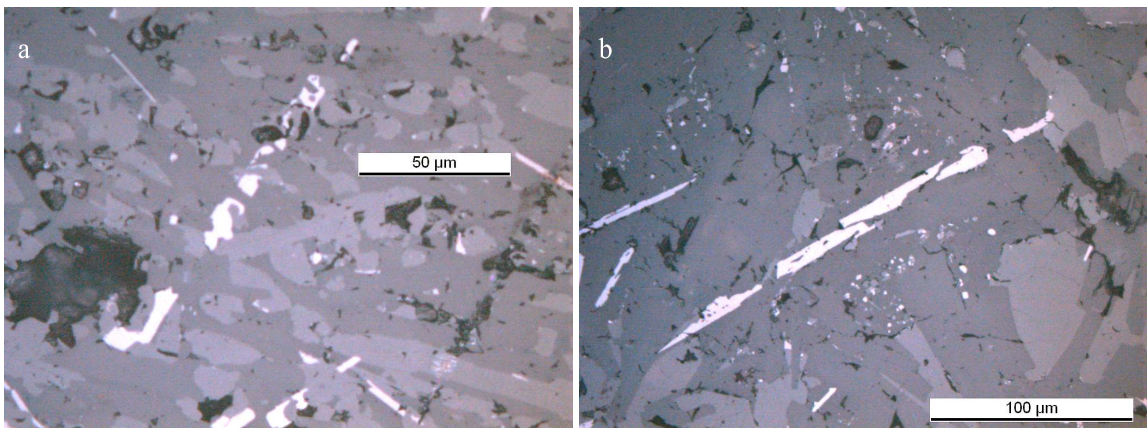


Figura 10. Imágenes obtenidas del microscopio Leica del CVM mostrando los cristales alargados de ilmenita

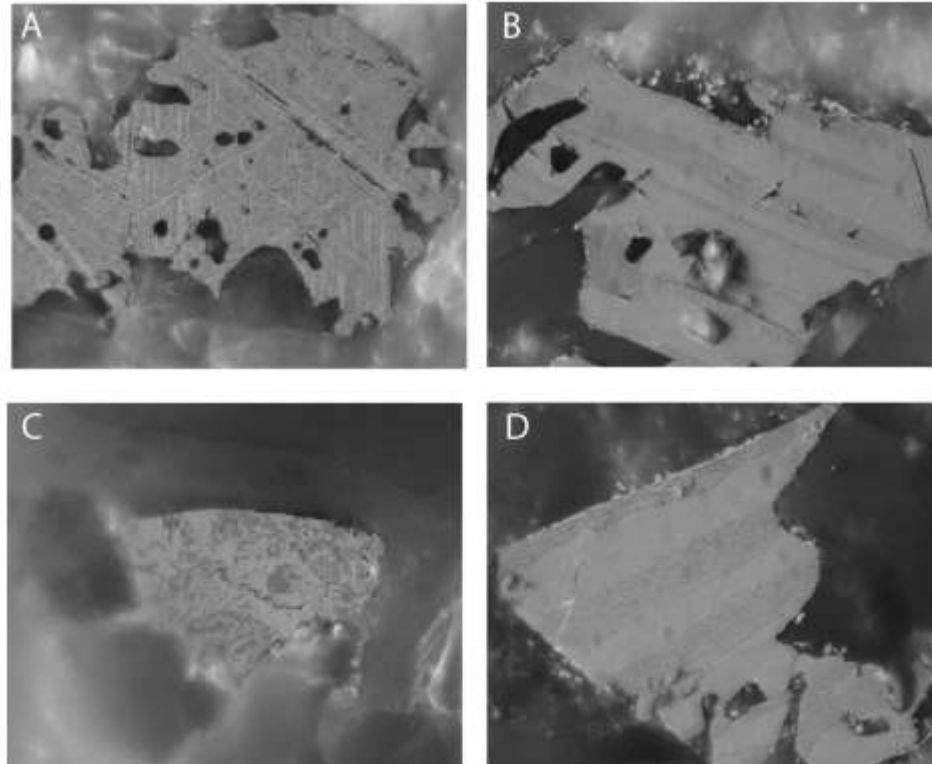


Figura 11. Microfotografías de minerales opacos de Camargo, Chihuahua. Escala: 10 mm = 13.33 μ m. Tomada de Royo-Ochoa et al., 2004

En comparación, las muestras recabadas de los campos volcánicos de Coahuila, contienen una existencia menor de ilmenita con inclusiones de otros minerales, como es el caso del CVLE y CVO.

En el caso del CVLE, se encuentran algunos cristales de ilmenita al igual que en el CVM excepto, que se encuentran en mucha menor proporción y de tamaños menores a los 100 μ m. Por su lado, se muestran en las Figura 12d y 12e principalmente, la aparición de titanomagnetita de forma euhedral con cristales de un tamaño alrededor de los 50 μ m. En la Figura 12e también se logra ver parte de los restos de ilmenita con un color rojizo-marrón dentro del cristal titanomagnetita, con lo que pareciera algunos nícoles cruzados dentro del mismo.

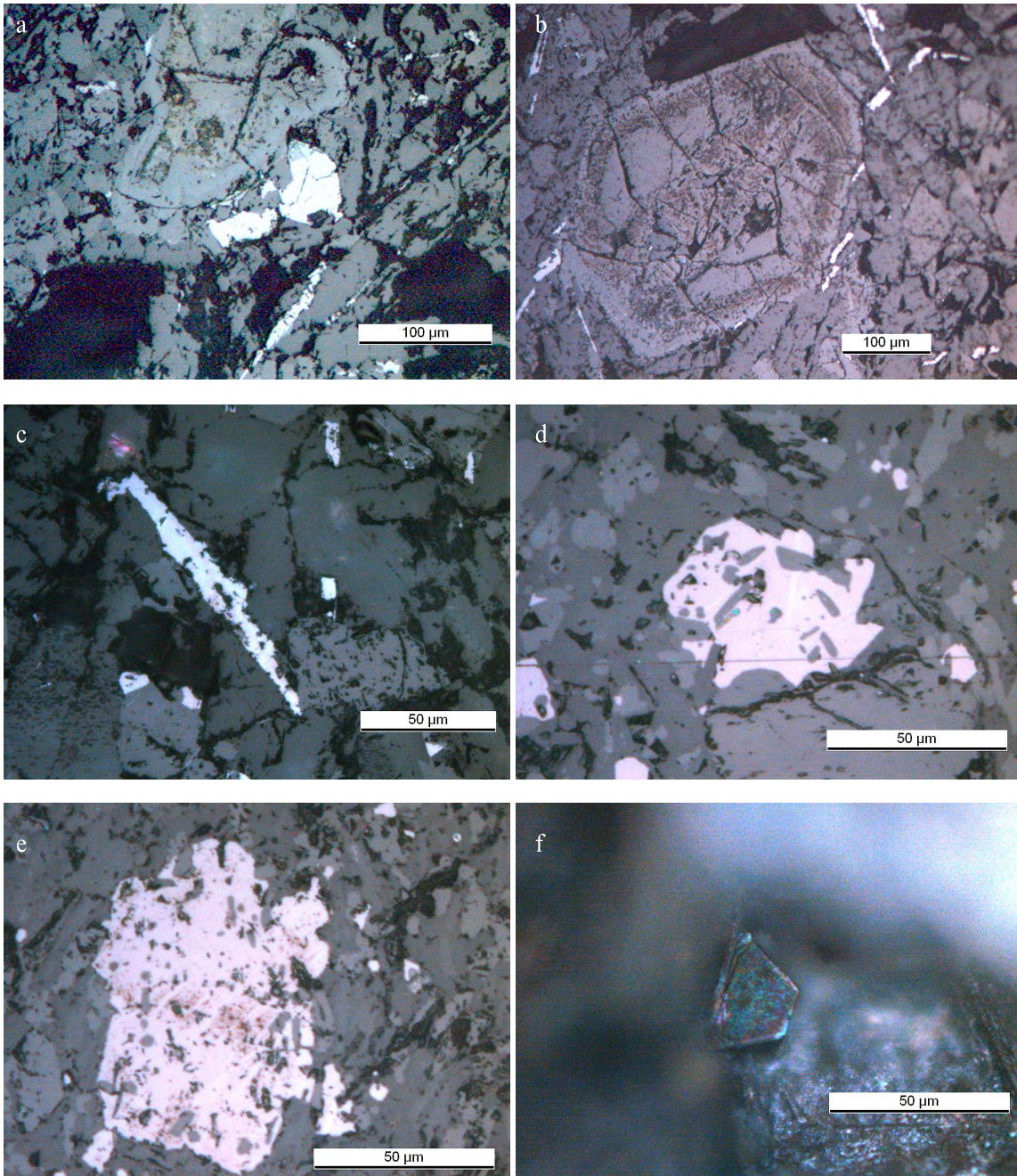


Figura 12. Imágenes obtenidas del microscopio Leica del CVLE mostrando minerales varios. donde resaltan los cristales alargados de ilmenita, titanomagnetita y hematita

Otro punto de interés, es la aparición de hematita, como se muestra en la Figura 11e. Aquí se presenta un mineral con forma hexagonal y euhedral opaco que a sus bordes muestra una mineralización de un mineral blanco, hematita.

Por último, el CVO muestra una contribución importante de cristales de magnetita en toda la matriz de la roca, esto se percibe claramente en las Figuras 13a, 13b, y 13c. A su vez, se tiene

una ligera aparición de ilmenita que ronda de los 25 a los 50 μm como se ven en las mismas Figuras, al igual que cristales de titanomagnetita que llegan a medir hasta los 25 μm en algunas muestras de este campo.

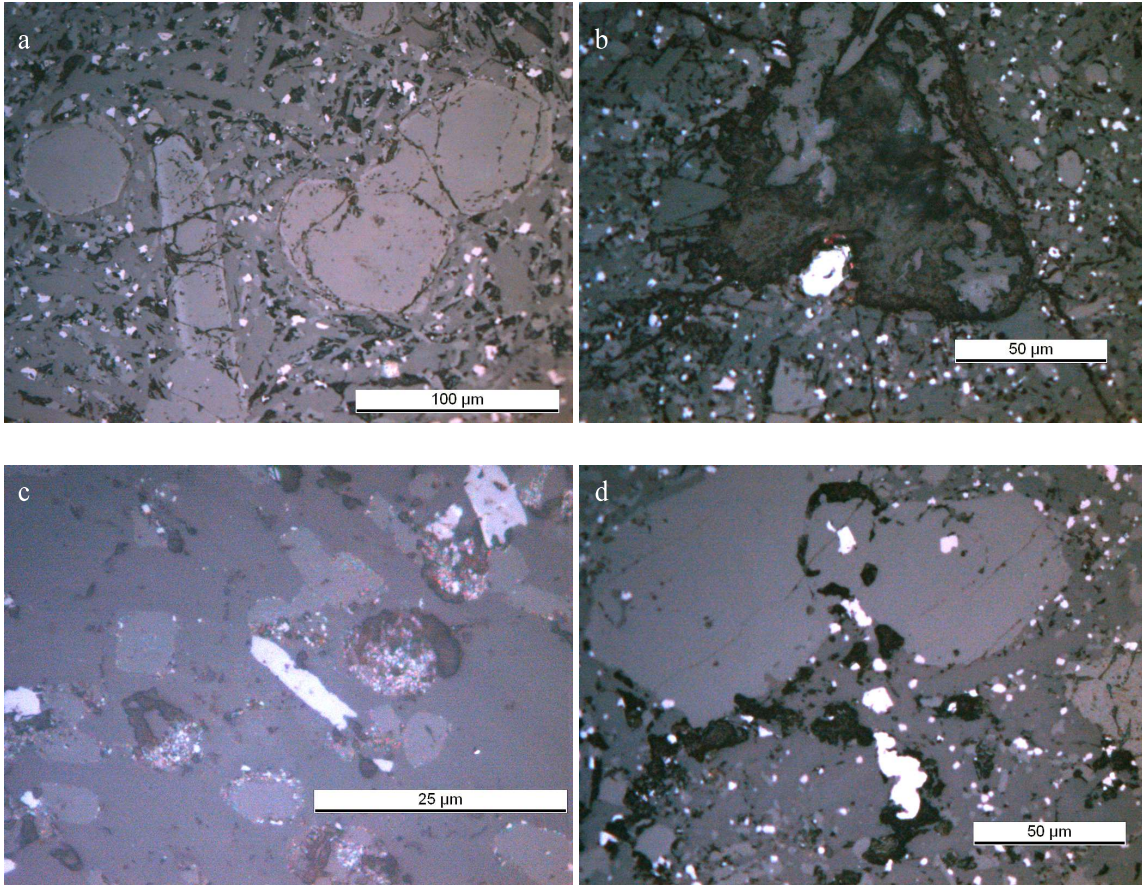


Figura 13. Imágenes obtenidas del microscopio Leica del CVO mostrando algunos vestigios de los cristales alargados de ilmenita y titanomagnetita

VI.2. Propiedades magnéticas dependientes de la temperatura

VI.2.1. Curvas Termomagnéticas ($k-T$).

En la Figura 14a se muestran los datos crudos del experimento pertenecientes a datos del CVM, mientras que en las Figuras 14b, 14c y 14d se muestra la aplicación de los filtros de media móvil, ajuste polinómico y Savitsky-Golay con el mismo periodo de datos (15): 13b, ajuste polinómico; 14c media móvil; y 14d, Savitsky-Golay. De acuerdo con los resultados, podemos identificar al filtro Savitsky-Golay con un periodo de 15 datos como la mejor opción para representar estos datos (Figura 14d).

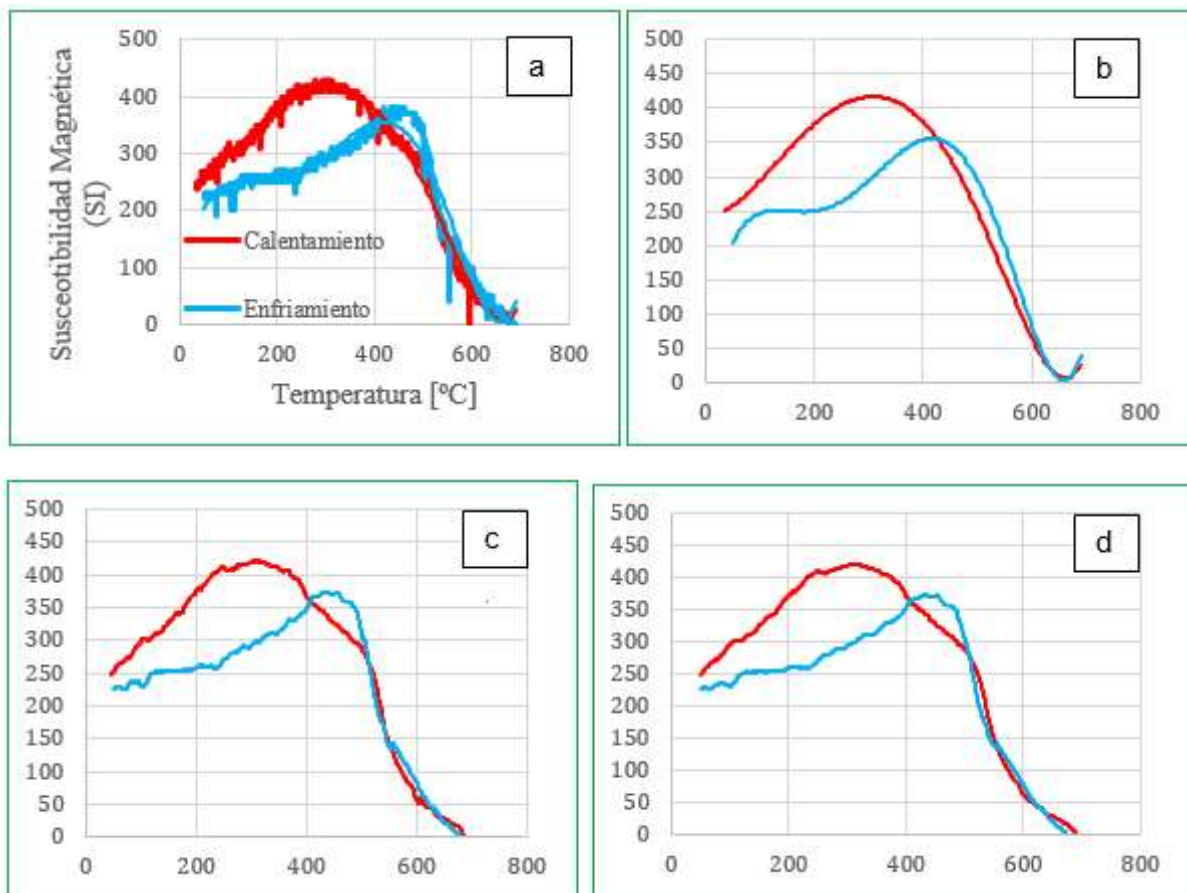


Figura 14. Elaboración de los gráficos de Susceptibilidad vs Temperatura.

En las muestras de Moctezuma, se muestran las curvas correspondientes en la Figura 15. Los sitios M1, M2 y M3 pertenecen a un mismo flujo toleítico de lava.

1. En el sitio M1 (Figura 15a), se puede observar que las curvas de calentamiento y enfriamiento son prácticamente reversibles indicando fases estables sin

transformación de minerales. Utilizando el método de la segunda derivada, se obtuvo un punto máximo en los 450 °C, correspondiente a la temperatura de Curie. A su vez, en su curva de baja temperatura, la susceptibilidad decrece de manera estable hasta los -178 °C donde la caída de esta se vuelve un poco más abrupta hasta los -110 °C. En este gráfico, que no representa cambios trascendentes, nos sugiere un aporte importante de materiales paramagnéticos.

2. Por su parte, en el sitio M2 (Figura 15b), se observan dos decaimientos de la susceptibilidad magnética en la curva de calentamiento. Para el primer decaimiento se tiene una temperatura de Curie de 192 °C, mientras que el segundo decaimiento, obtenemos una temperatura de Curie de 464 °C. Esto indicaría una posible asociación de minerales magnéticos de titanomagnetita rica en Ti en el primer decaimiento, y de titanomagnetita pobre en Ti en el segundo decaimiento. En la curva de enfriamiento, podemos observar un aumento en la susceptibilidad magnética, que sugiere un cambio de fase mineralógica de menos a más valor de susceptibilidad magnética.

El sitio M6 pertenece al segundo flujo de lavas alcalino respectivamente. Dichos resultados se encuentran también en la Figura 15.

3. El sitio M6 del segundo flujo de lavas alcalino, muestra una curva de calentamiento con mayor susceptibilidad que la curva de enfriamiento, indicando alguna transformación mineral durante la medición al igual que nuestros dos sitios anteriores. De acuerdo con el criterio propuesto, su temperatura de Curie es de 530 °C que sugiere titanomagnetita pobre en Ti. (Figura 15c).

En el caso del campo volcánico de Camargo (CVC), el experimento de k-T de alta temperatura muestra que basado en las curvas de calentamiento y enfriamiento en la Figura 15:

1. En el sitio CAM-a observamos en su diagrama una curva de calentamiento con mayor susceptibilidad que la curva de enfriamiento, que indica una posible transformación mineral durante su calentamiento, probablemente hematita. La temperatura de Curie se encuentra alrededor de los 550 °C que sugiere la existencia de titanomagnetita pobre en Ti, además de una menor presencia de hematita evidenciada una leve señal de k a temperaturas sobre los 600 °C.

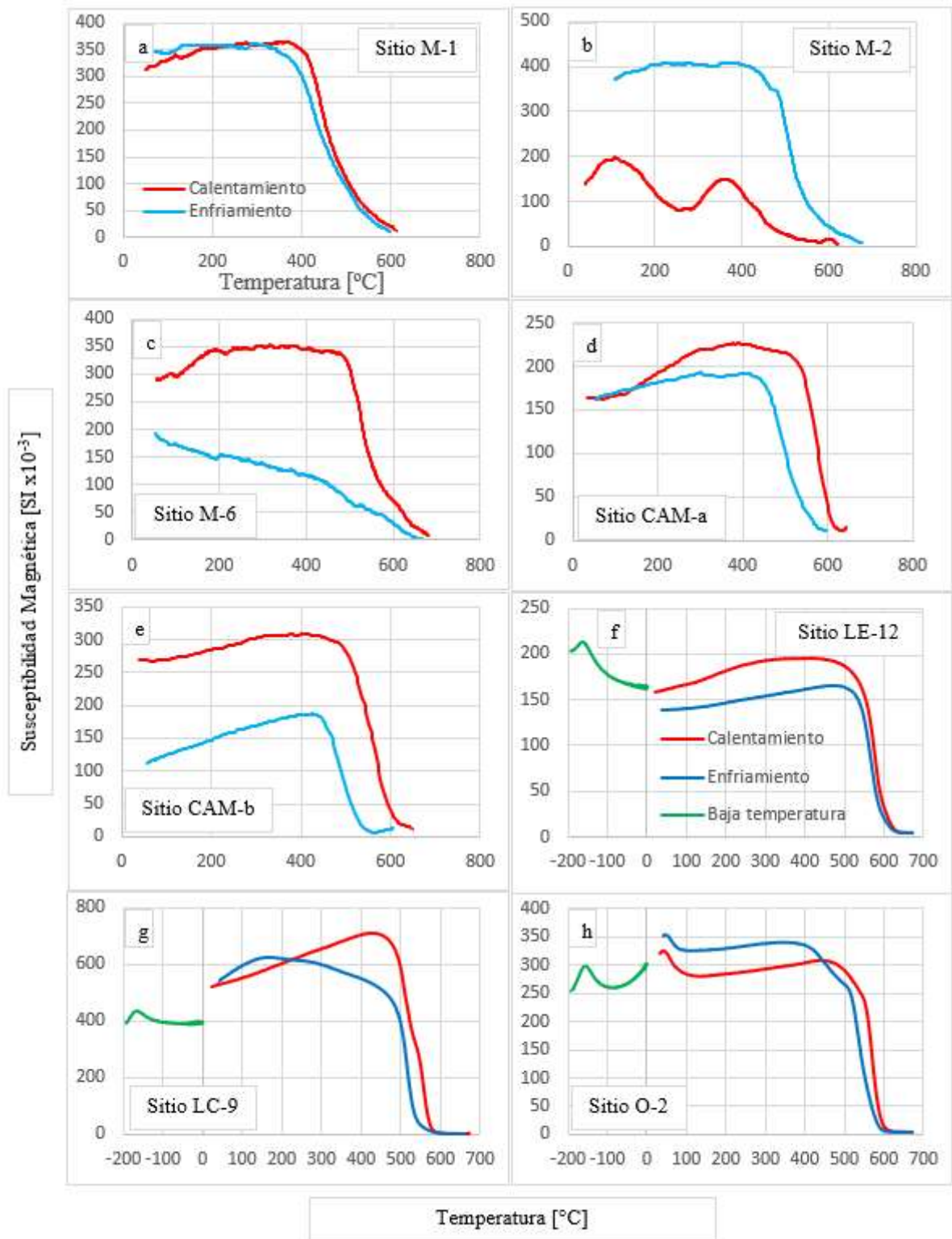


Figura 15. Curvas termomagnéticas de calentamiento (rojo), enfriamiento (azul) y baja temperatura (verde) de las muestras del CVM, CVC y CVLE-CVLC-CVO. (a-c) CVM; (d-e) CVC; (f) CVLE; (g) CVLC; (h) CVO.

2. En el sitio CAM-b se observa un comportamiento muy parecido al sitio CAM-a, ya que entre las curvas de calentamiento y enfriamiento son similares, solo con valores más bajos en la curva de enfriamiento, sugiriendo efecto de oxidación a alta temperatura pero sin cambios mineralógicos. Su temperatura de Curie se encuentra alrededor de los 510 °C, indicando posiblemente titanomagnetita pobre en Ti.

Por último, los sitios del estado de Coahuila cubren los campos volcánicos de Las Esperanzas, Las Coloradas y Ocampo. Se escogieron 3 sitios para describir el comportamiento general de la zona. La muestra del sitio 12 pertenece al CVLE, la muestra 9 pertenece al CVLC, mientras que el sitio 2 al CVO respectivamente (Figura 15f, 15g y 15h).

1. En el primer sitio, C12 las curvas de alta temperatura son casi reversibles, indicando fases estables sin transformación de minerales, solo con una ligera disminución de susceptibilidad en la curva de enfriamiento. La temperatura de Curie es de 570 °C relacionada a magnetita, mientras que la curva de baja temperatura muestra un pico de susceptibilidad alto alrededor de los -160 °C mostrando la Transición de Verwey, una característica común de la magnetita.
2. Por el lado del sitio C9 del mismo campo, no es evidente la reversibilidad en altas temperaturas, pues la curva de calentamiento se mantiene superior a la curva de enfriamiento, mostrando probable oxidación de magnetita a maghemita. La temperatura de Curie es de 540 °C probablemente generado por titanomagnetita baja en Ti y su curva de baja temperatura tiene una Transición de Verwey que indicaría magnetita. (Figura 15)
3. En el caso del sitio C2 perteneciente al CVO, como los anteriores resultados de las curvas k-T del CVLE y CVLC, se tienen curvas de alta temperatura casi reversibles, con una diferencia en los valores de susceptibilidad magnética, donde se aprecia la curva de enfriamiento sobre la curva de calentamiento. La temperatura de Curie es de 556 °C, valor común para la titanomagnetita pobre en Ti y magnetita. La curva de enfriamiento de este sitio es característica del campo, pues es el único sitio que muestra un cambio de comportamiento en la susceptibilidad, con un pico máximo a los -155 °C correspondiente a la transición de Verwey, indicativo de la presencia de magnetita.

VI.2. Propiedades magnéticas dependientes del campo magnético

VI.2.1. Ciclos de Histéresis

En general, la coercitividad en las muestras de las cinco áreas es bastante parecida (Figura 15), lo que sugiere la presencia de minerales de baja coercitividad. En el caso de Sonora, el comportamiento de las curvas de histéresis es similar en las muestras que se presentan a continuación (Figuras 16a y 16b), donde se observa un aporte poco significativo de minerales paramagnéticos en las curvas sin corregir. A su vez, los ciclos de histéresis son representativos de partículas **SD** y **PSD**, y su valor bajo de coercitividad indica una posible presencia de magnetita o titanomagnetita.

Para el caso de Chihuahua, se muestra un comportamiento bastante similar al igual que el caso de Sonora, pues son representativas de partículas **PSD**. En las muestras que se procesaron y corrigieron, se observa un aporte importante de materiales paramagnéticos en las curvas sin corregir, además de un aumento en la coercitividad, probablemente generado por titanomagnetita. (Figura 16c).

En el último caso, los campos volcánicos de Las Esperanzas, Las Coloradas y Ocampo, muestran un comportamiento bastante similar en las muestras de cada campo volcánico, incluso en las muestras del CVM y CVC. En el caso de Las Esperanzas (Figura 16d), existe un comportamiento muy parecido a las muestras de Chihuahua, que sugiere un aporte importante de materiales paramagnéticos y de dominio **PSD** al igual que en el caso de Las Coloradas y Ocampo (Figuras 16e y 16f), excepto por una diferencia en la muestra LE11 del CVLE que es característico de partículas **SP**. La coercitividad de las muestras es representativa de magnetita y titanomagnetita

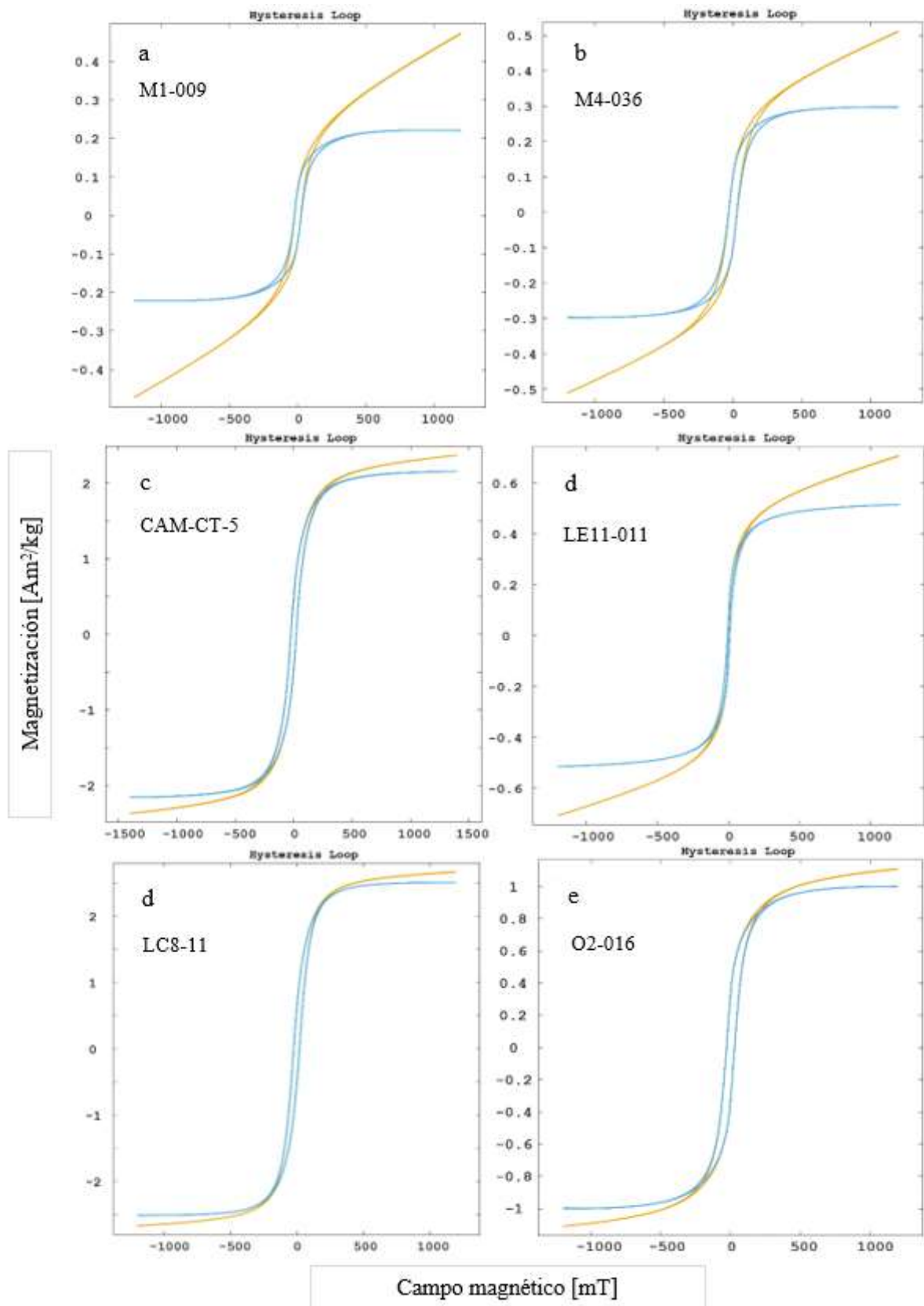


Figura 16. Ciclos de Histéresis del CVM, CVC y CVLE-CVLC-CVO. (a-b) CVM; (c) CVC; (d) CVLE; (e) CVO

VI.2.2. Curvas de IRM

Las curvas de IRM que se muestran de los cuatro campos volcánicos son bastante similares en su comportamiento, con ligeras diferencias. En el caso de Moctezuma, Sonora. Las curvas de IRM muestran saturación en campos magnéticos aplicados alrededor de los 0.5 T que solo representa una fase mineral probable de magnetita o titanomagnetita pobre en Ti. (Figura 17).

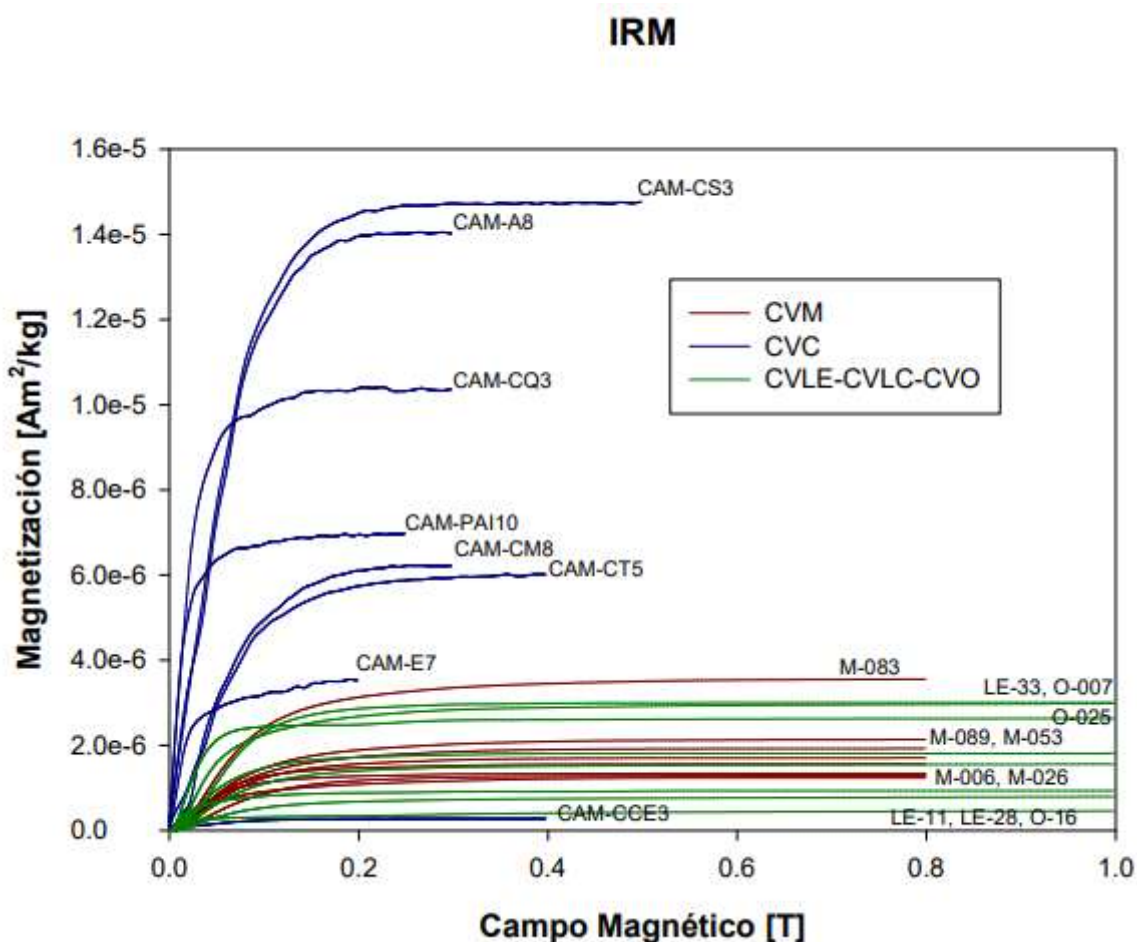


Figura 17. Curvas de IRM de de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila.

En el siguiente caso, en Camargo, Chihuahua. Las curvas de IRM muestran saturación en campos magnéticos aplicados alrededor de los 0.3 T en algunos casos y de 0.6 T en otros, como se observa en la Figura 17, que muestran dos posibles fases minerales pertenecientes a magnetita o titanomagnetita con diferentes contenido de Ti, además de alguna posible fase de titanohematita.

En el último caso, en Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo en Coahuila. Las curvas de IRM muestran saturación en campos magnéticos aplicados alrededor de los 0.5 T, que muestra únicamente una fase mineral de magnetita o titanomagnetita pobre en Ti. (Figura 17).

VI.2.3. Parámetros de histéresis

Para obtener una mejor representación, se graficaron las relaciones de los parámetros de histéresis en un diagrama de Day y Néel para distinguir los estados de dominio de los minerales magnéticos portadores de la magnetización de las muestras (Day *et al.*, 1977). Además, se optó por incluir los resultados de cada campo en un solo gráfico de Day y Néel respectivamente en las Figuras 18 y 19.

En el caso de Moctezuma, se muestra una tendencia clara en la región de los **PSD-vortex** (Roberts *et al.*, 2019) que oscilan en un rango de valores de coercitividad de $1.5 < H_{cr}/H_c < 2.2$ y valores de magnetización de $0.27 < M_r/M_s < 0.42$ lo que sugiere una mezcla de tamaños de partículas de dominios **SD** y **MD**, con partículas finas y gruesas (1-15 μm ; Day *et al.*, 1977; Tauxe *et al.*, 2002) respectivamente como se observa en la Figura 18.

En el diagrama de Néel (Figura 19), se puede observar que las muestras tienen un comportamiento similar, y se agrupan en la línea de 1:3:1 del triángulo escaleno, lo que sugiere una mineralogía de granos preferentemente cúbicos.

En el siguiente caso perteneciente a Camargo, se observa en la Figura 18 una adición de dominios magnéticos entre **SD** y vortex, con rangos de coercitividad que van desde los $0.8 < H_{cr}/H_c < 2.5$ y de $0.1 < M_r/M_s < 0.35$ en cuanto a su magnetización. El diagrama de Néel, se puede observar que las muestras tienen dos diferentes agrupaciones, uno en la línea de 1:3:1 del triángulo escaleno, lo que sugiere una mineralogía de granos preferentemente cúbicos. Y otro en la línea de 2:1 que indica una mineralogía de granos alargados.

El último caso, de Las Esperanzas-Ocampo, se muestra una tendencia clara en la región de los **PSD**, esta oscila a lo largo de todo el rango de **PSD** que va desde los $1.5 < H_{cr}/H_c < 4$ en su coercitividad, al igual que en la magnetización $0.1 < M_r/M_s < 0.37$ sugiriendo una mezcla de tamaños de partículas de dominios **SD** y **MD** al igual que en el campo Moctezuma, con partículas finas y gruesas (1-15 μm ; Day *et al.*, 1977; Tauxe *et al.*, 2002) respectivamente como se observa en la Figura 18. El diagrama de Néel, se puede observar que las muestras

tienen una agrupación preferente, uno en la línea de 1.3:1 del triángulo escaleno, lo que sugiere una mineralogía de granos predominantemente cúbicos (Figura 18).

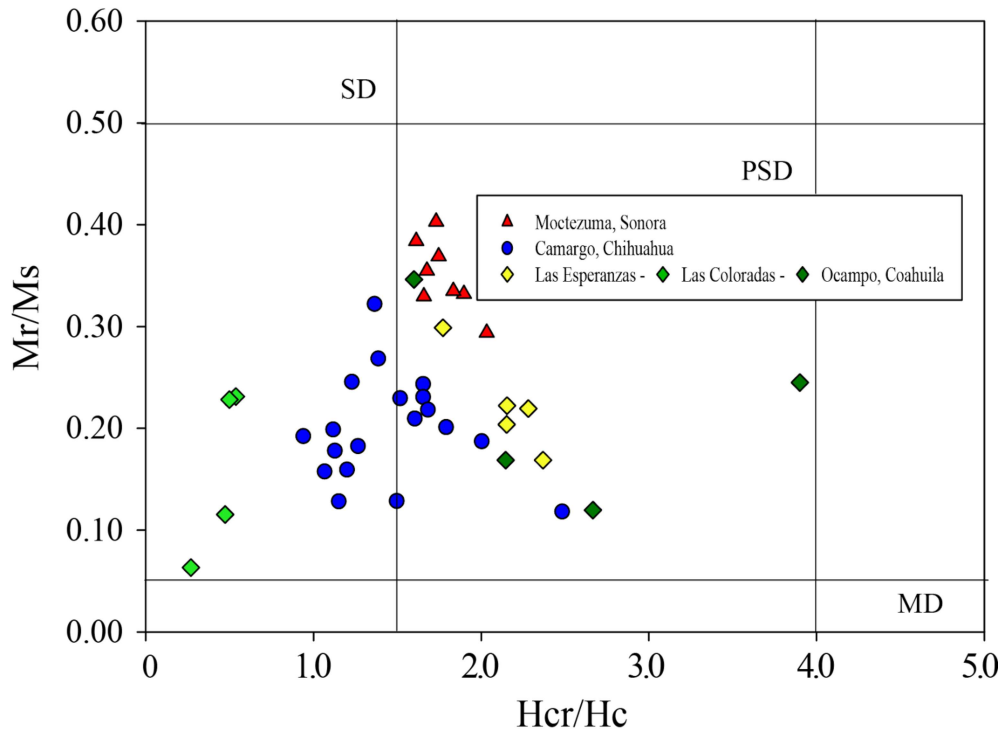


Figura 18. Diagrama de Day de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila.

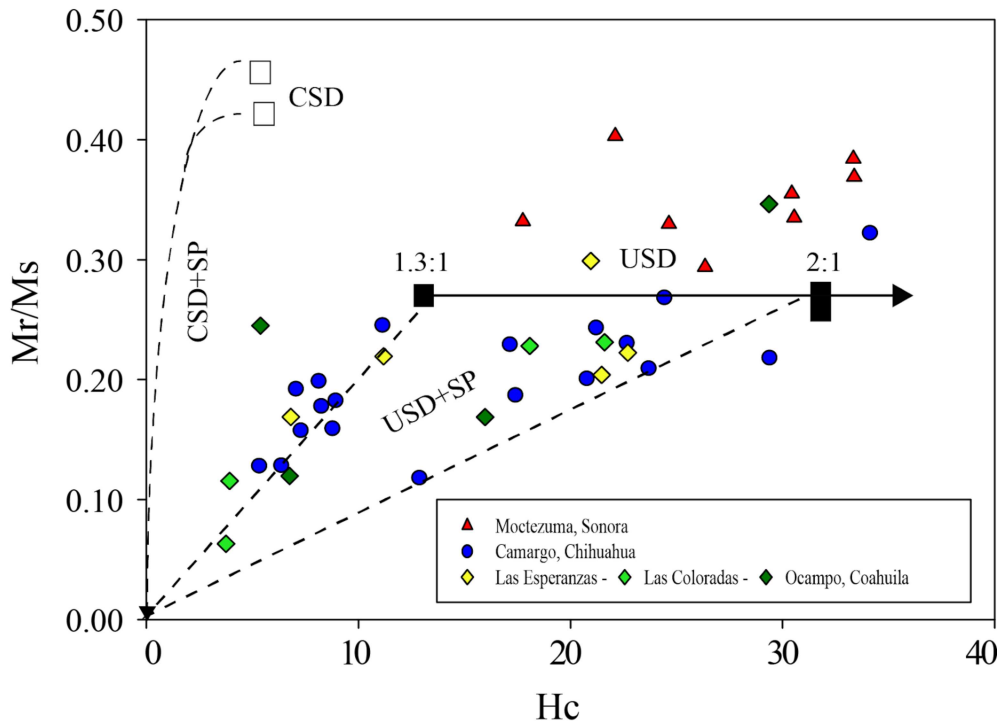


Figura 19. Diagrama de Néel de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila.

VI.2.4. Curvas de UnMix

En primera instancia, tenemos las curvas del campo volcánico de Moctezuma, las cuales muestran una predominante contribución de una sola componente magnética en todas las muestras como se ve en la siguiente Figura (20a). En la mayoría de estas existe un valor máximo logarítmico del campo entre 1 y 2 mT con un valor de la distribución de coercitividad mayor a 1.5×10^{-6} mT. Es visible también una componente pequeña de alta coercitividad en la mayoría de las muestras.

En el caso de Camargo, existe una contribución magnética diferente, como se observa en las Figuras 20b y 20c. Aquí podemos observar que existe una contribución de tres o más componentes magnéticas, lo que indicaría una contribución magnética de minerales con distinta coercitividad.

A pesar de ello, se observa una contribución significativamente mayor de la componente principal que ronda los 1 y 2 mT. El valor de la distribución de la coercitividad en estos casos que se mantiene alrededor de los 1.5×10^{-5} mT.

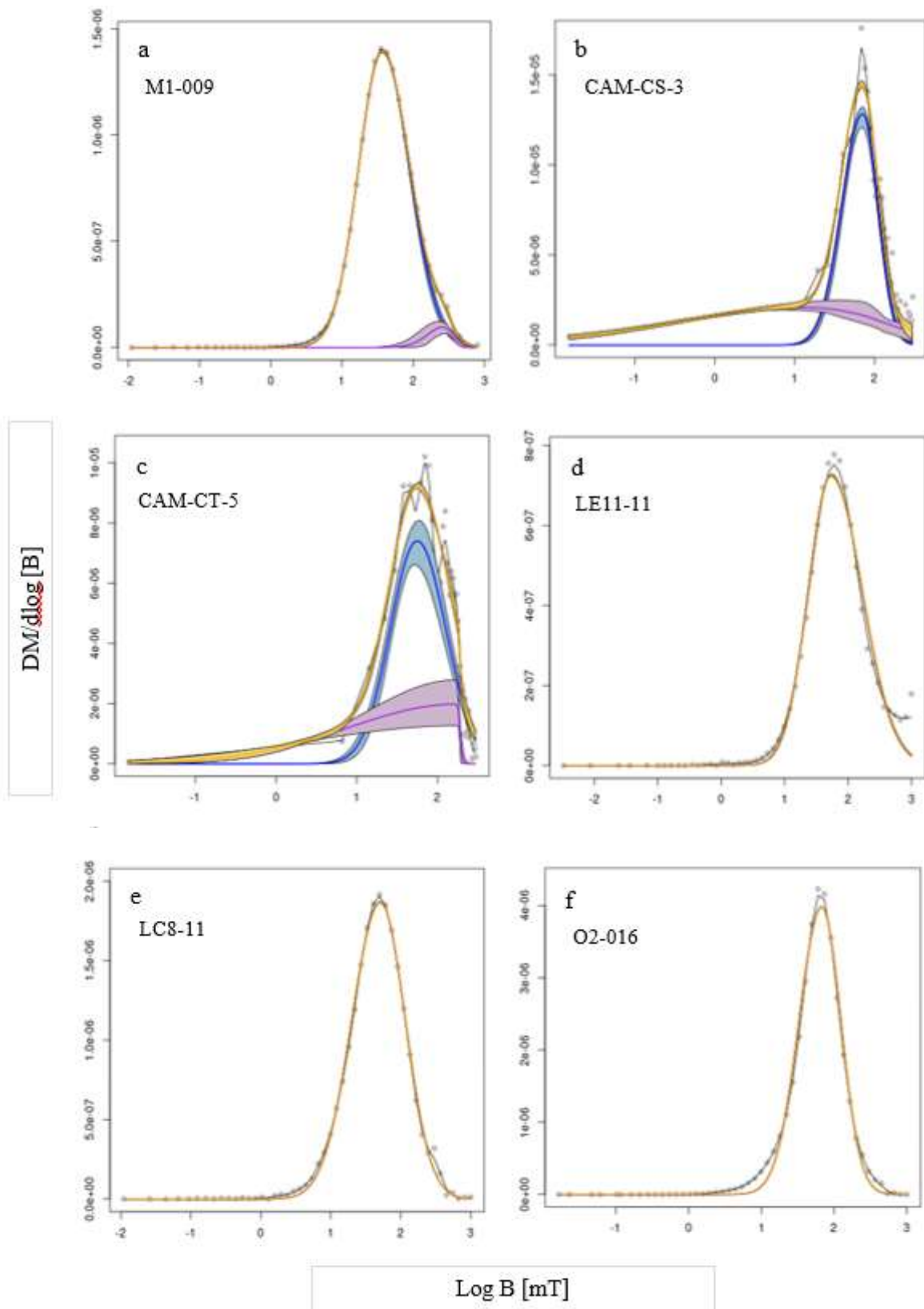


Figura 20. Curvas de UnMix realizadas en el software web Max UnMix de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila. (a) CVM; (b-c) CVC; (d) CVLE; (e) CVLC; (f) CVO.

Por consiguiente, en el campo de Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo existe una clara contribución de una sola componente magnética en cada uno de los especímenes analizados, que corresponde a la componente principal (Figuras 20d, 20e y 20f).

Cada curva tiene un comportamiento muy similar en cada uno de los especímenes, aunque tienen una diferencia en la distribución de coercitividad de estas, que llega a rondar los 7×10^{-7} mT. A su vez, el valor más alto de la componente se encuentra alrededor de los 2 mT. (Figura 20d)

VI.2.5. Curvas de FORC

En el caso de Sonora, las muestras presentan una distribución de curvas a lo largo del eje horizontal (H_c) con diferentes elongaciones en cuanto a la distribución de la coercitividad (H_c), como se presentan en la Figura 21a. De forma que se alejan del eje de las ordenadas, que indica una tendencia de las muestras a tamaños de grano medio y mezclas de tipo **SD-vortex**.

Las muestras de Chihuahua muestran dos comportamientos diferentes en sus curvas como se observa en la Figura 21b. En los tres ejemplos mostrados se observa una mayor distribución a lo largo del eje vertical que se amplía hacia valores mayores del eje horizontal, H_c . Esto muestra una tendencia hacia una mezcla de dominios **SD-vortex**.

Por último, las muestras pertenecientes a Las Esperanzas, Las Coloradas y Ocampo en Coahuila muestran una distribución simétrica con respecto a los dos ejes, aunque predomina la distribución de curvas hacia el eje horizontal H_c . Estas son Figuras representativas de dominios **SD-vortex**. (Figuras 21c, 21d y 21e)

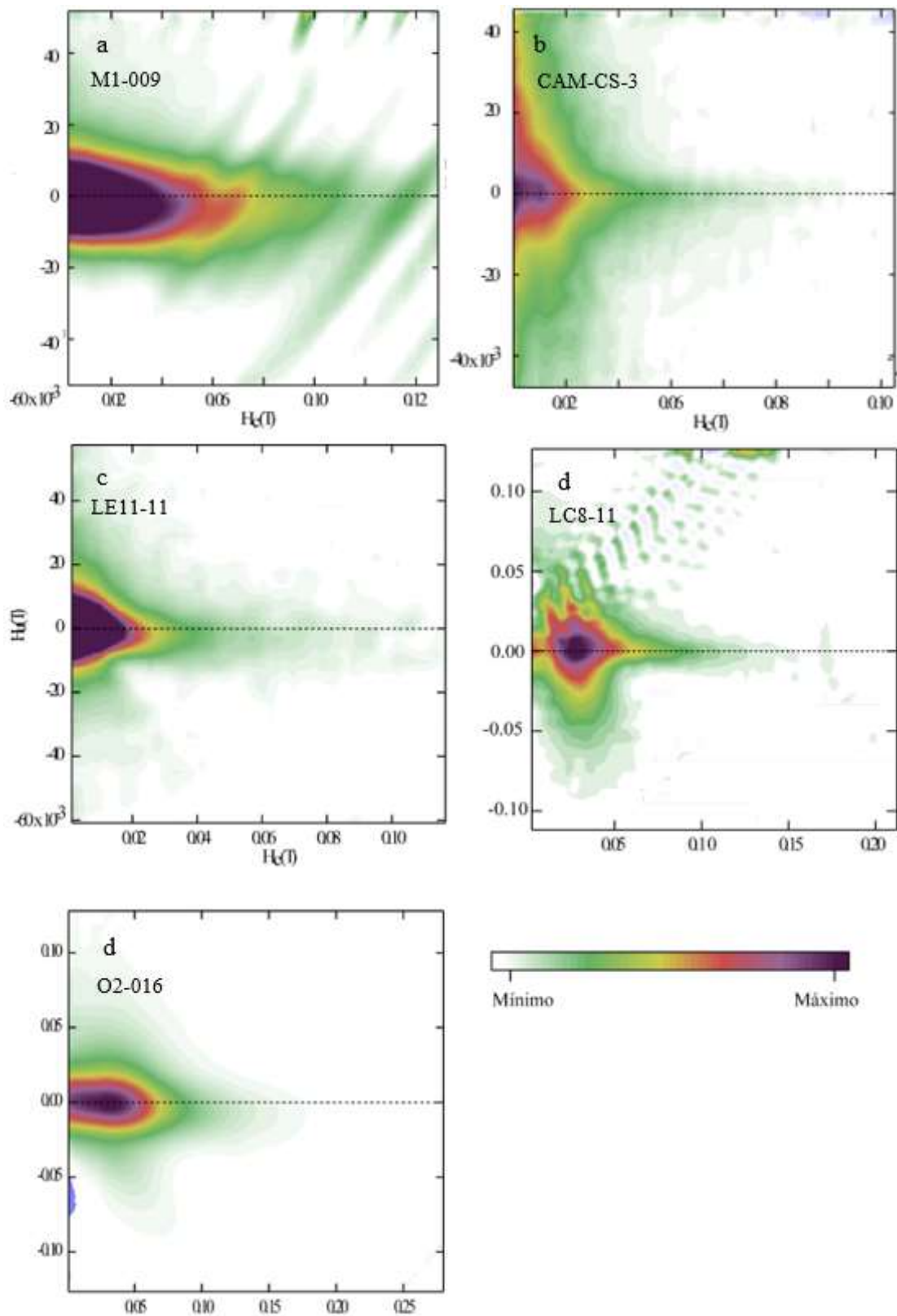


Figura 21. Curvas FORC de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila. (a) CVM; (b) CVC; (c) CVLE; (d) CVLC; (e) CVO.

VI.4. Análisis paleomagnético

En esta sección, se presentan los datos paleomagnéticos a partir de un análisis direccional y diagramas de Zijdeveld con el propósito de conocer el comportamiento del campo geomagnético en el periodo de tiempo que ocurrieron los eventos eruptivos contenidos en cada uno de los campos volcánicos.

VI.4.1. Diagramas de Zijdeveld y de intensidad magnética

Como parte del análisis paleomagnético y el propósito de conocer el comportamiento direccional del campo geomagnético durante los eventos eruptivos en los sitios de CVM, CVC, CVLE, CVLC y CVO se efectuó desmagnetización por campos alternos y térmica de forma escalonada para el cálculo de la dirección característica del campo geomagnético.

Los resultados de la componente direccional se muestran de manera gráfica por un arreglo de espectros de magnetización, diagramas vectoriales o de Zijdeveld, así como proyecciones estereográficas como se muestran en la Figura 22. En este caso, únicamente se presentarán los resultados concluyentes de una síntesis de resultados obtenidos de cada localidad, indicando así las direcciones e inclinaciones medias de la componente característica.

Del CVM se analizaron los 11 sitios (122 muestras). En estos resultados, se tomó en cuenta la estadística de Fisher, como se muestra en los sitios 2, 3, 5 y 7 del CVM (Tabla 1).

En la Figura 22a se muestran los diagramas vectoriales y de intensidad normalizada en su fase de desmagnetización por campos alternos y térmica representativa del CVM. En el sitio M1, se tomaron 10 especímenes, y en la mayoría de los sitios existen por lo menos dos componentes magnéticas. En los diagramas del CVM, se observan magnetizaciones secundarias destruidas debajo de los 350 °C mientras que la magnetización característica se mantiene por encima del 60% del valor inicial; a su vez, los espectros de desmagnetización indican la presencia de minerales magnéticos de coercitividad alta con campos destructivos mayores a los 500°C que infieren minerales magnéticos de dominio **PSD-vortex** pertenecientes a la familia de las titanomagnetitas (posiblemente titanomagnetita con bajo contenido de Ti).

El sitio M3 que pertenece al mismo flujo que el sitio 2, se tomaron 10 especímenes y se realizó desmagnetización térmica y por campo alterno de todas las muestras. En este caso, a

diferencia del sitio M2, se obtuvieron más de tres diferentes componentes magnéticas. En la Figura 22 se observa una probable componente secundaria viscosas/isotermales que son destruidas, dejando a la magnetización característica superior del 25% del valor inicial. Los espectros de desmagnetización muestran la presencia de minerales magnéticos de coercitividad alta con campos destructivos a los 100 mT que sugieren un dominio **PSD-vortex** perteneciente a titanomagnetitas con bajo contenido de Ti.

El espécimen 96MO36 del sitio M4 funge como muestra representativa del sitio, como se observa en la Figura 22b, se perciben claramente tres procesos de magnetización (dos magnetizaciones secundarias y una característica). De acuerdo con el espectro de desmagnetización por campos alternos, existen dos variedades minerales, una de coercitividad baja eliminada a los 300°C y otra de coercitividad más alta, con campo destructivo alrededor de los 500°C que indicaría quizá dos variedades de titanomagnetita, una con alto contenido de Ti y otra con mayor contenido de Ti que podría derivarse de la alteración progresiva de la titanomagnetita (probable desarrollo de magnetita o hematita).

Para el caso de Coahuila, se obtuvieron muestras de 14 sitios que representan a los Campos Volcánicos de Las Esperanzas (CVLE), Las Coloradas (CVLC) y Ocampo (CVO): 4 sitios del CVLE; 3 sitios del CVLC y 8 sitios del CVO. A su vez, se decidió descartar parte de los sitios analizados para la interpretación debido a su bajo nivel de confiabilidad, por lo que se lograron obtener 5 sitios: 2 sitios de Las Esperanzas; 1 sitio de Las Coloradas y 2 sitios de Ocampo.

En el caso del CVLE, se tomaron 10 especímenes para cada uno de los sitios. En el sitio 11 se observa una adición de por lo menos 2 componentes magnéticas, dentro de la cual existen dentro de éstas, al menos una componente secundaria viscosas que se desmagnetizan a diferentes temperaturas; por otro lado, lo que se observa en los espectros de desmagnetización por temperatura indican la presencia de minerales con distintas temperaturas de desbloqueo que infieren una mineralogía variada (probablemente titanomagnetita en distintas composiciones de Ti y alguna alteración dando como resultado hematita).

En el caso de los demás sitios, se observa un comportamiento similar al sitio 11, debido a que el número de componentes magnéticas decrece a un número de 2 componentes. En este caso, fueron tomadas 10 especímenes de núcleos y se desmagnetizaron por el método térmico.

Para el espécimen 18LE11D (Figura 22b) que forma parte del sitio 11, tiene un comportamiento representativo del sitio donde se perciben dos componentes magnéticas (una magnetización secundaria y una característica). La desmagnetización por temperatura muestra la destrucción de la componente secundaria a los 250 °C y 520 °C que corresponden a la temperatura de desbloqueo de los minerales dejando a la componente característica mayor al 40% que no se elimina completamente a los 600 °C que sugiere la presencia de portadores magnéticos de la familia de las titanomagnetitas, concretamente con un contenido alto y bajo de Ti que sugiere una posible alteración de la titanomagnetita.

Para el caso del CVLC, se tomaron 8 especímenes para la mayoría de los sitios, donde se observan una adición de únicamente 2 componentes magnéticas, dentro de la cual existen dentro de estas, 1 componente secundaria viscosas que se desmagnetizan a una temperatura bien definida (500°C); por otro lado, lo que se observa en los espectros de desmagnetización por temperatura indican la presencia de minerales con dos distintas temperaturas de desbloqueo que infieren una mineralogía estable (probablemente titanomagnetita con un bajo contenido de Ti y alguna alteración dando como resultado hematita).

El espécimen 96LC11 perteneciente al sitio 8 de Coahuila tiene un comportamiento característico del sitio (Figura 22d), donde se perciben claramente dos procesos de magnetización (MRN, MRV). Esto es de esperarse, debido a que la litología es bastante joven (Plioceno-Cuaternario) por lo que no debería de tener algún deterioro o la adición de varias componentes magnéticas. De acuerdo con la desmagnetización térmica, indica una destrucción de la primera componente magnética secundaria a los 200 °C, mientras que la segunda se encuentra hasta los 350 °C dejando una componente característica con menos del 70% del valor inicial de intensidad magnética. De acuerdo con la temperatura de Curie inferida en las curvas de k-T, es probable el contenido de dos fases de titanomagnetita con alto y bajo contenido de Ti, además de una posible aparición de magnetita derivado de la alteración de las fases preexistentes de titanomagnetita.

En el último campo de Coahuila (CVO) se presentan dos sitios: 3 y 4 que tienen un comportamiento similar (Figuras 22e y 22f), se obtuvieron 10 especímenes por sitio y se observan al menos dos componentes magnéticas.

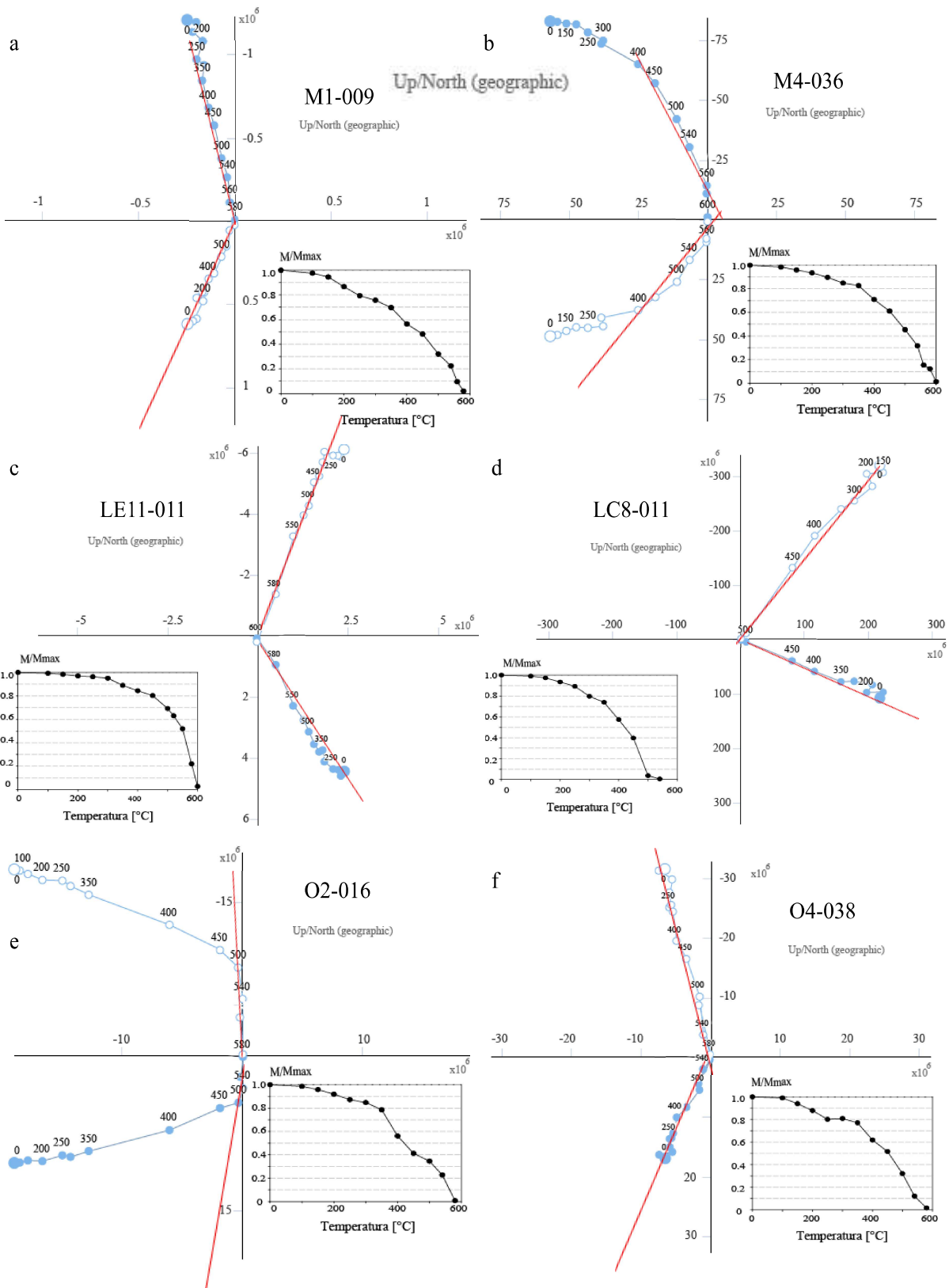


Figura 22. Diagramas de Zijderveld y curvas de intensidad normalizada de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila. (a-b) CVM; (c) CVLE; (d) CVLC; (e-f) CVO.

En el espécimen 96O016B del primer sitio, la desmagnetización térmica indica dos posibles destrucciones de magnetizaciones secundarias en los 200 °C y 450 °C dejando dos componentes, que se consideran incluye la característica. De acuerdo con los espectros de desmagnetización, se puede observar que la magnetización del sitio llega casi a cero cercano a los 540 °C, por lo que se puede inferir una temperatura de desbloqueo alrededor de los 540 °C que sugiere la presencia de portadores magnéticos de la familia de las titanomagnetitas, concretamente con un bajo contenido de Ti (mayormente magnetita), que además se sustenta con el análisis de las direcciones residuales de los diagramas de Zijderveld con cambios pequeños en la dirección y una coercitividad alta.

Esto se repite para el siguiente sitio en el espécimen 96O038B, que muestra también una componente secundaria viscosas que se destruyen a los 200 °C dejando la componente característica. Esta última componente decrece casi totalmente a los 580 °C por lo que se supone una temperatura de desbloqueo alrededor de los 550°C, por lo que posiblemente se mantenga el contenido de titanomagnetitas con un alto y bajo contenido de Ti para la temperatura de desbloqueo de 200 °C y superior a los 500 °C respectivamente

VI.4.2. Direcciones medias y VGP's

Aquí se presentan los valores representativos de las direcciones medias (*D, I*); y los *VGP's* de cada uno de los campos.

La relación de las direcciones medias para cada sitio y de acuerdo a cada campo se muestran en la siguiente Figura, donde se observa el tipo de polaridad (normal e inversa), también indicado en la siguiente tabla, donde existen polaridades normales y reversas en los casos del CVM, CVC y CVLE. Todos los sitios comprenden eventos eruptivos dentro de una edad del Plioceno-Cuaternario dependiendo del tipo de flujo analizado.

La mayoría de los sitios presentan una polaridad inversa, excepto en algunos sitios de Moctezuma, Camargo y Las Esperanzas, por lo que se sugieren dos eventos eruptivos diferentes, debido a las direcciones medias de cada uno de los sitios aquí mostrados.

En la Figura 23 se muestra la proyección estereográfica de igual área de 3 de los 4 sitios que comprenden la representación total para el CVM, con las direcciones medias de los especímenes de cada sitio.

En el caso de Moctezuma, dentro de los 4 sitios presentes, 3 de ellos muestran una polaridad magnética normal (M2, M3 y M5), mientras que el sitio M6 indica una polaridad inversa. A su vez, la latitud y longitud de los VGP's muestra que existe una correlación importante entre los primeros tres sitios, por lo que, aunado a los diferentes flujos muestreados durante la adquisición de muestras, que probablemente correspondan a un evento más joven dentro del campo (Cuaternario). Mientras que el sitio M6 indica un evento anterior derivado de la polaridad inversa (Plioceno). (Figura 23 y 24)

Según la estadística de Fisher, las direcciones medias calculadas para el agrupamiento de los sitios M2, M3 y M5, todos con una polaridad normal fueron de una dirección media con una inclinación $I = 34.51^\circ$ y una declinación $D = 353.93^\circ$, un valor de dispersión $k = 38.94$ y un intervalo de confianza $\alpha 95 = 5.35^\circ$. (Figura 40).

Para el único sitio M6 con polaridad inversa, únicamente se toman los valores previamente calculados que se muestran en la Tabla 1. Dichos valores son una inclinación $I = 185.9^\circ$, una declinación $D = 185.9^\circ$, un valor de dispersión $k = 53.53$ y un nivel de confianza $\alpha 95 = 5.1^\circ$.

Los Polos Geomagnéticos Virtuales (*VGPs*) se representan en una proyección estereográfica de igual área, donde se establece un criterio de corte de 45° que se muestra como un círculo con línea punteada de color azul suave concentrada dentro del círculo mayor en la Figura 40 en contraposición a los valores de inclinación y declinación media para cada sitio.

Tomando la misma metodología utilizada para el CVM se realizaron las proyecciones estereográficas de direcciones medias y VGPs para el caso de los campos de Coahuila.

En el caso de Camargo (CVC), las direcciones paleomagnéticas características determinadas en el estudio de [Arredondo \(2001\)](#) fueron de origen primario para 9 sitios debido al sentido de la polaridad, que fue inversa mayormente, donde únicamente 2 tienen polaridad normal.

Dentro del estudio, se desecha la idea de una polaridad intermedia, puesto que no se conoce la edad exacta de las rocas muestreadas.

Tabla 1. Resultados de paleodirecciones y Polos Virtuales Geomagnéticos (VGP's) para las rocas del CVM, CVC, CVLE, CVLC y CVO; N: Número de muestras tratadas, n: Número de muestras usadas para el cálculo, k: Parámetro de precisión, α_{95} : radio del cono de confianza, * Datos con mala estadística no considerados para otros cálculos, ^ Datos tomados de Arredondo (2001).

campo volcánico	Sitio	Coordenadas		Dirección característica					Polaridad Magnética	VGP	
		Lat (°)	Long (°)	n/N	D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)		Lat (°)	Long (°)
CVM	M1*	—	—	10/10	319.5	57.1	7.48	17.9	Normal	58.8	-83.5
CVM	M2	—	—	6/10	343.3	50.5	164.55	5.2	Normal	67.5	-126.1
CVM	M3	—	—	11/11	349.8	24.8	258.05	2.8	Normal	52.1	-149.7
CVM	M4*	—	—	9/11	14.4	41.2	6.75	19	Normal	31.4	165.7
CVM	M5	—	—	7/10	7	32.5	106.61	5.9	Normal	57.2	-178.3
CVM	M6	—	—	6/10	185.9	-36.8	53.53	5.1	Reversa	-60.1	2.8
CVM	M7*	—	—	8/10	171.9	-16.6	5.72	25.4	Normal	-47.9	26°
CVM	M8*	—	—	9/10	55.2	33.6	2.03	49.7	Normal	36.1	119.2
CVM	M9*	—	—	10/10	339.8	56.3	2.33	41.3	Normal	70.4	-110.4
CVM	M10*	—	—	4/10	—	—	—	—	—	—	—
CVM	M11*	—	—	9/10	24.6	57.1	4.92	25.9	Normal	68.6	129.6
CVC	CG^	28.0	-104.2	6/6	144.1	-54.3	157	5.4	Reversa	-27.9	104.3
CVC	CL^	27.3	-105.7	4/6	148.1	-33.8	32.6	11.8	Reversa	-27.4	105.3
CVC	COA^	27.9	-104.2	11/12	342.2	33	79	5.2	Normal	—	—
CVC	COV^	27.8	-104.2	10/11	174	-40.2	68.5	7.6	Reversa	-27.9	104.3
CVLE	10*	27.8	-101.1	4/6	189.7	5	46.17	13.7	Normal	-36.	1.9
CVLE	11	27.8	-101.1	4/6	189.7	5	46.17	13.7	Normal	-36.8	1.9
CVLE	12	27.8	-101.1	4/6	169.9	-29.2	104.3	9	Reversa	-54.7	30.9
CVLE	13	27.7	-101.2	4/6	169.6	-51.7	94.56	9.5	Reversa	-70.7	41.6
CVLE	14	27.8	-101.1	6/6	156.5	-55.1	80.92	7.5	Reversa	-67.8	72.9
CVLC	7*	26.2	-101.6	7/7	336.5	-4.8	6.25	26.2	Reversa	33.9	-137.4
CVLC	8*	26.2	-101.6	6/6	314.8	-37.4	1.44	97.3	Reversa?	8.6	-123.9
CVLC	9	26.2	-101.6	4/6	121.9	-52.8	51.06	13	Reversa	-44.8	105.2

campo volcánico	Sitio	Coordenadas		Dirección característica					Polaridad Magnética	VGP	
		Lat (°)	Long (°)	n/N	D (°)	I (°)	K	$\alpha 95$ (°)		Lat (°)	Long (°)
CVO	1*	27.3	-102.4	6/6	296.1	87.9	2.92	47.8	Normal	51.7	7.8
CVO	2*	27.2	-102.4	6/6	261	14.8	1.73	76	Normal	0°	-64.3°
CVO	3	27.1	-102.3	4/6	193.8	-41.7	562.39	3.9	Reversa	-61.9	-13.5
CVO	4	27.0	-102.2	5/6	183.9	-58.2	76.99	8.8	Reversa	-78.6	-1.4
CVO	5*	27.1	-102.3	6/6	162.9	8.1	3.4	42.8	Normal	-33.9	34.7
CVO	6*	27.1	-102.3	8/8	57.4	-47.3	1.98	54.9	Reversa	-3.5	146.1

Después de eliminar los sitios con polaridad normal, los datos paleomagnéticos muestran una dispersión grande, puesto que se obtienen parámetros con una dirección media de inclinación $I = 28.8^\circ$, una declinación $D = 340.3^\circ$, un valor de dispersión $k = 16$ y un intervalo de confianza $\alpha 95 = 13.2^\circ$. (Figura 23)

En este caso, no fue posible realizar los VGPs debido a que dentro del estudio de [Arredondo \(2001\)](#) no fueron realizados, a su vez, no fue posible disponer de los datos utilizados, por lo que se utilizará únicamente el análisis de direcciones medias realizado por él.

Para el caso de Coahuila se tiene la presencia de 3 distintos campos volcánicos, por lo que se analizará cada uno de ellos.

En el CVLE se tienen 5 sitios totales, donde únicamente 4 de ellos tienen valores aceptables de acuerdo con [Van der Voo \(1990\)](#). Así pues, las direcciones medias calculadas para el agrupamiento de los sitios 11, 12, 13 y 14, tres de estos sitios cuentan con una polaridad inversa, mientras que uno solo muestra polaridad normal, que indica una dirección media con una inclinación $I = -35.64^\circ$ y una declinación $D = 174.33^\circ$, un valor de dispersión $k = 13.16$ y un intervalo de confianza $\alpha 95 = 13.46^\circ$. (Figura 23 y 24)

A su vez, debido a que los parámetros no son muy aceptables y la adición del sitio con polaridad normal que, debido al sentido de la polaridad que fue inversa mayormente, se desecha la idea de una polaridad intermedia, puesto que no se conoce la edad exacta de las rocas muestreadas y se podría considerar también una edad distinta dentro de las mismas.

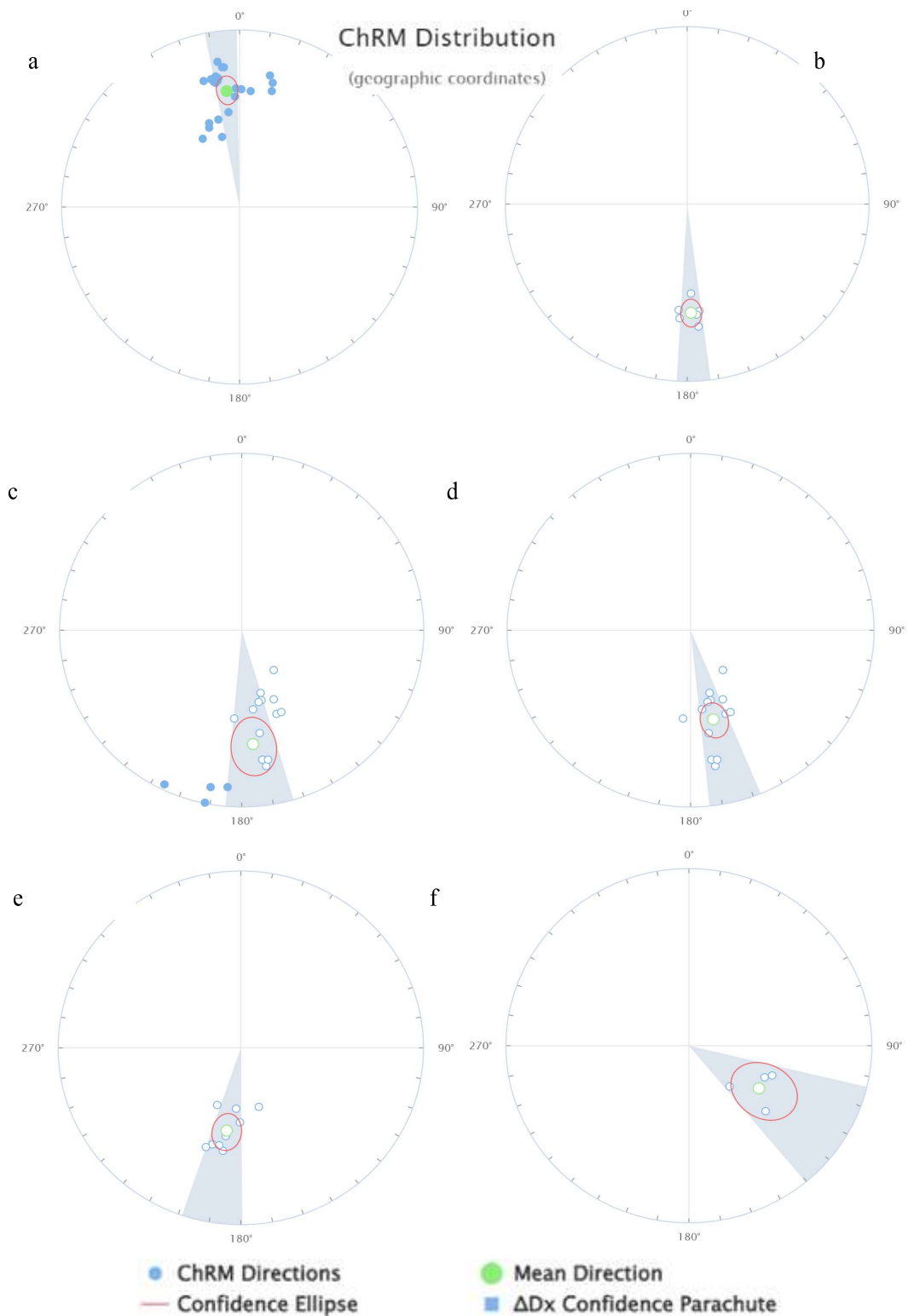


Figura 23. Proyección estereográfica de todos los datos calculados de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila. (a-b) CVM; (c-d) CVLE; (e) CVLC; (f) CVO.

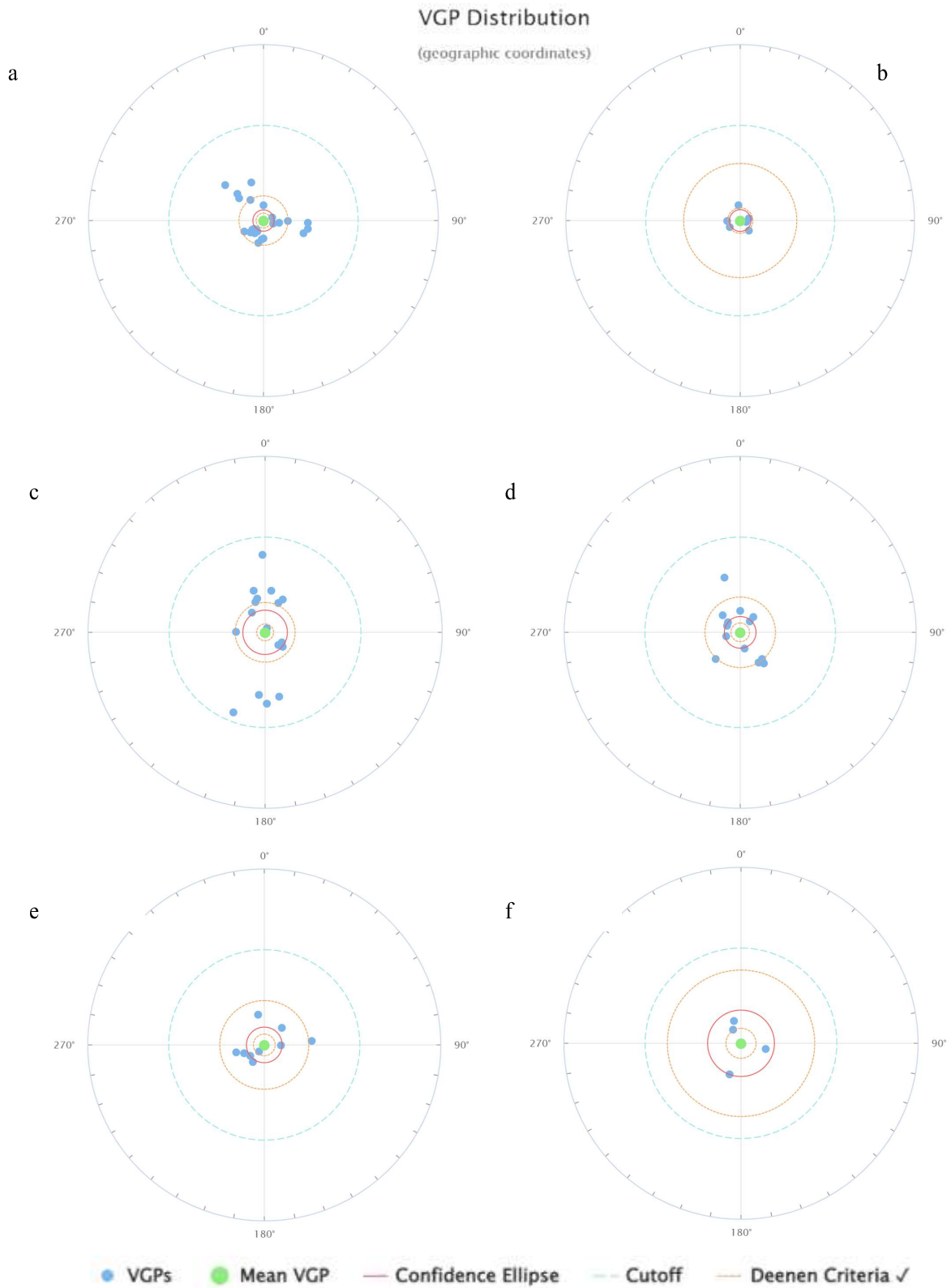


Figura 24. Proyección estereográfica de todos los datos calculados de las muestras de Moctezuma, Sonora; Camargo, Chihuahua y Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo, Coahuila. (a-b) CVM; (c-d) CVLE; (e) CVLC; (f) CVO.

Se realizaron los *VGPs* con un criterio de corte de 45° representado como un círculo con línea punteada de color azul, por lo que se observa en la Figuras 23 y 24, que, a pesar del cambio de polaridad, los datos se encuentran dentro del criterio establecido.

Se realizó a su vez, el análisis únicamente con los sitios de polaridad inversa, debido a la posibilidad de un distinto flujo entre las rocas muestreadas, por lo que el cálculo de direcciones medias tuvo una inclinación $I = -47.06^\circ$ y una declinación $D = 165.82^\circ$, un valor de dispersión $k = 28.87$ y un intervalo de confianza $\alpha_{95} = 7.85^\circ$. Esto permitió tener una mejor aceptación de valores en los parámetros que en el análisis anterior del mismo campo volcánico. En el caso de los Polos Geomagnéticos Virtuales (*VGPs*) con un criterio de corte de 45° indica un mejor criterio de confianza que el análisis anterior. (Figura 24).

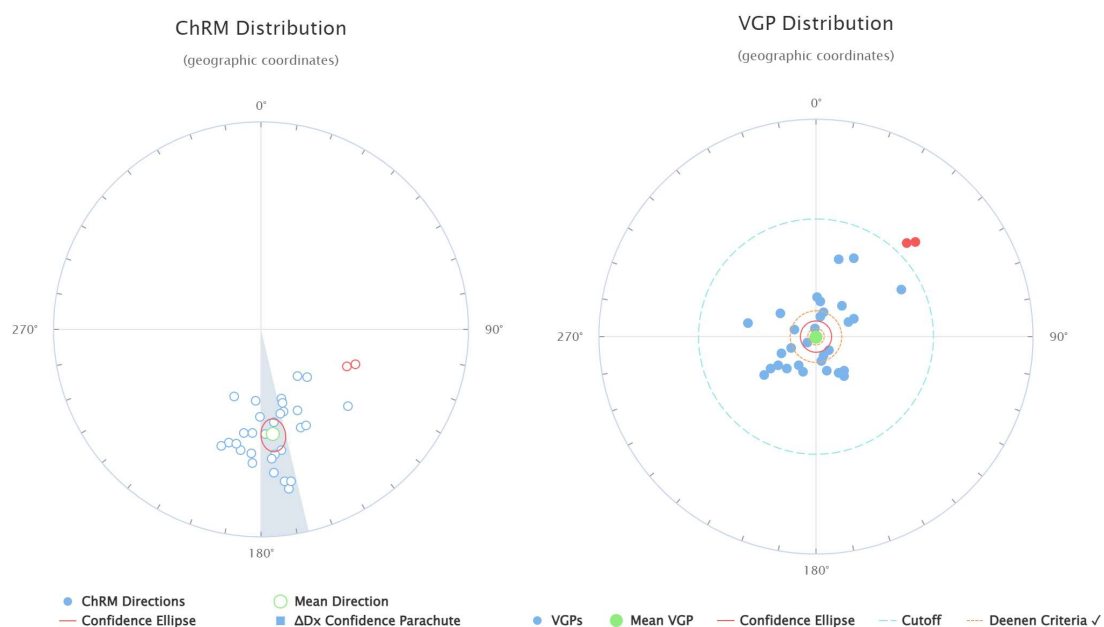


Figura 25. Proyección estereográfica de todos los datos calculados del CVM, CVLE, CVLC y CVO. Los puntos azules muestran polaridad normal y los blancos indican polaridad inversa.

En el CVLC se tienen 3 sitios totales, donde únicamente uno de ellos tiene valores estadísticos aceptable, por lo que, las direcciones medias calculadas para este sitio cuentan con una polaridad inversa al igual que en el CVLE, que muestran una dirección media con una inclinación $I = -52.73^\circ$ y una declinación $D = 121.90^\circ$, un valor de dispersión $k = 51.06$ y un intervalo de confianza $\alpha_{95} = 12.98^\circ$ (Figura 24). Los parámetros se encuentran

cercanamente en el límite de aceptables se considera que un único sitio dentro del campo es insuficiente para una interpretación coherente para el campo volcánico.

Por último, en el CVO se tienen 8 sitios totales, donde únicamente 2 de ellos tienen valores aceptables. Así pues, las direcciones medias calculadas para el agrupamiento de los sitios 3 y 4 de Coahuila, cuentan con una polaridad inversa, que muestran una dirección media con una inclinación $I = -50.95^\circ$ y una declinación $D = 189.19^\circ$, un valor de dispersión $k = 49.44$ y un intervalo de confianza $\alpha 95 = 7.39^\circ$ (Figura 24).

VI.4.3. GPTS

Las polaridades obtenidas para cada campo volcánico y cada sitio, además de las edades relativas de cada Campo nos permite construir un gráfico de fechamientos con la GPTS propuesta por [Opdyke \(1996\)](#) como se observa en la Figura 26.

En el primer caso del CVM se ha obtenido un fechamiento de aproximada que data desde el Mioceno (22.3 Ma) en los primeros eventos volcánicos, y de 1.7 Ma para el Cuaternario, donde el evento más reciente registrado es de hace 0.53 Ma. En este último rango es donde se encuentran las rocas muestreadas y analizadas para este trabajo. De acuerdo con el análisis direccional, se encuentran los primeros 4 sitios que corresponden a dos flujos de lava (Sitios M2 y M3 al primer flujo y los sitios 5 y 6 al segundo respectivamente), por lo que de acuerdo con las polaridades obtenidas, es muy plausible mantener el rango de edad entre 1.7 y 0.53 Ma

A su vez, podemos observar que existen cuatro cambios de polaridad en el rango del campo volcánico de Moctezuma. De acuerdo con el rango de edad más, representativo del campo, que permanece con una polaridad inversa, nos permite restringir el rango de este a una edad aproximada de 1.7 a 0.75 Ma de acuerdo al segundo flujo, mientras que el primer flujo representado por una polaridad normal, se mantiene en el rango de 1.7 a 0.53 Ma que no genera una mejora en el rango de edad de nuestras rocas y el campo.

Para el caso de Camargo, [Arredondo \(2001\)](#) muestra que la edad de las rocas estudiadas en su trabajo del CVC tienen una edad relativa de 2 a 1.7 Ma. A pesar de la falta de datos e información, la escala GPTS nos ayuda a posicionarnos de acuerdo con este rango de edad, que nos da una visualización y una posible mejora con el cálculo de la polaridad. En este

caso, el rango puede reajustarse a una edad relativa de 2 Ma puesto que el cron de polaridad inversa se encuentra la parte más joven a los 2 Ma.

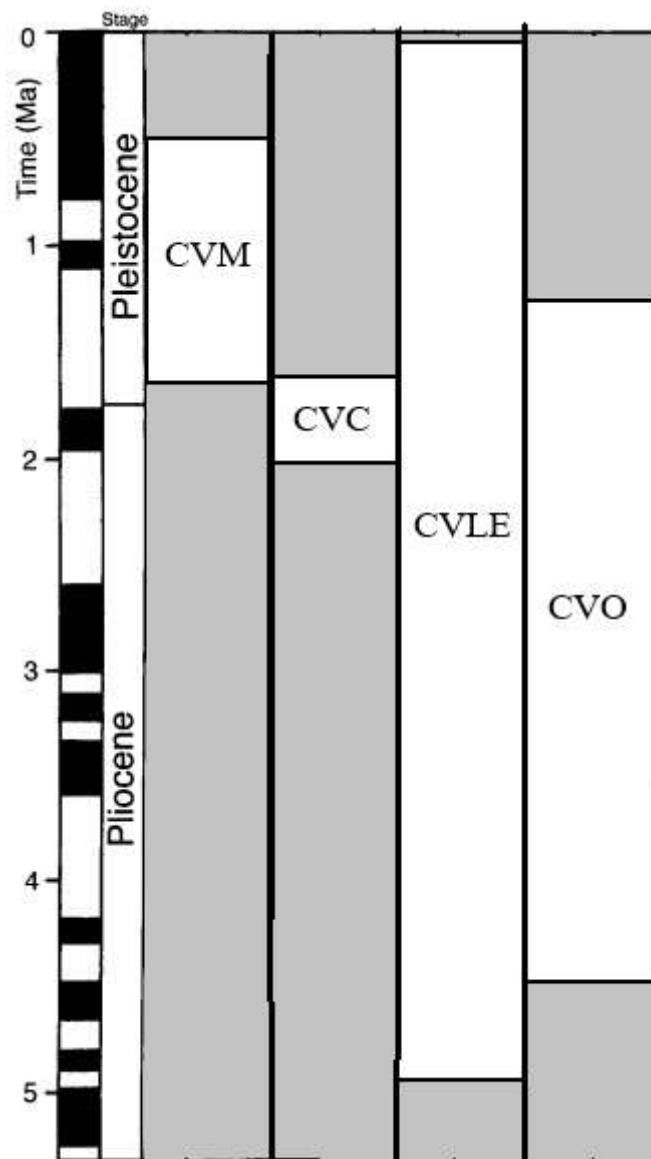


Figura 26. Representación de la GPTS desde el Plioceno al Pleistoceno, que representa la polaridad de todos los sitios superpuestos de acuerdo a su edad radiométrica. Modificado de Opdyke (1996)

En el caso de Coahuila, el CVLE tiene un rango de edades con bastante dispersión (2.78 ± 2.23 a 0.6 ± 2.23 Ma) al igual que el CVO (3.41 ± 1.11 a 1.84 ± 0.45 Ma) por lo que el análisis paleomagnético es satisfactorio, ya que la polaridad inversa nos permite establecer una edad para el CVLE en 2.5 a 0.81 Ma y en el caso del CVO de 3.2 a 1.88 Ma

Para el caso del CVLC no se tiene una edad calculada, por lo que no es posible posicionarla.

Capítulo VII. Discusión y análisis de magnetismo de rocas y paleomagnético

A partir del análisis de magnetismo de rocas y paleomagnético, se observa que los cinco campos volcánicos muestran bastantes similitudes en los resultados obtenidos a partir de los diferentes experimentos, lo que sugiere una similitud tanto en el aspecto paleomagnético como de magnetismo de rocas.

VII.1. Propiedades magnéticas

A partir de los resultados de los diferentes experimentos de las propiedades magnéticas realizadas en cada uno de los sitios de estudio de los cinco campos volcánicos estudiados, se discutirá cada uno por separado, esto con la finalidad de agrupar, comparar y analizar los diferentes resultados de dichas propiedades, como lo son la obtención del dominio magnético a partir ciclos de histéresis y diagramas FORC, además de otros experimentos. A su vez, como parte del objetivo de la tesis, verificar si existe la relación de ciertas propiedades magnéticas con respecto a sus litologías y edad; mismas que a continuación serán discutidas.

En primera instancia, los gráficos de susceptibilidad vs. temperatura (k-T) muestra que la mayoría de los minerales portadores de la remanencia magnética son un conjunto de titanomagnetitas pobres en Ti y magnetitas.

El CVM se encuentra conformado por un comportamiento representativo en el experimento de las curvas k-T de alta temperatura, en específico el calentamiento, que engloba valores de curvas que decaen desde los 440°C hasta los 566°C de forma progresiva de acuerdo al tipo de flujo toleítico; en este las curvas de baja temperatura no muestran aportaciones significativas, por lo que se considera la aparición de varias fases magnéticas de titanomagnetita con ligeras variaciones de titanio [TM05 a TM30] para alta temperatura (Dunlop & Özdemir, 1977) y baja temperatura (Bowles *et al.*, 2012). En el caso de los dominios magnéticos, los ciclos de histéresis muestran una buena simetría con valores de coercitividad estables con un dominio magnético preferente **PSD-vórtex** y **SP**, los diagramas **FORC** por su lado, muestran la aportación de partículas **PSD-vórtex**, además de los Diagramas de **Day** y **Néel** que muestran el mismo conjunto de dominios y un tamaño de partícula de 1-15 μm , por lo que se espera mantener un conjunto de partículas **PSD-vórtex** y **SP** (Muxworthy & Roberts, 2007). A su

vez, las curvas de IRM indican una saturación de campo alrededor de los 500 mT, que indicaría también una contribución mayoritaria de titanomagnetita. Los diagramas de Zijderveld muestran una componente unidireccional en al menos 4 de los 11 sitios estudiados, por lo que muestra la impresión de componentes secundarias (NRM secundarias) o la acumulación de alguna componente viscosa por la poca confiabilidad de los datos. Los resultados del UnMix muestran la adición de sólo dos componentes magnéticas en el rango de 1 a 2 mT.

En el caso del campo volcánico de Camargo (CVC) se tomó como base el estudio y análisis realizado por Arredondo (2001), donde se tomaron los resultados obtenidos a partir de su estudio paleomagnético. En este, se analizaron 9 sitios, donde los sitios con una confiabilidad razonable (α_{95} , k) por lo que se tomaron los sitios: CAMI, CC, CG, CL, COA y COV. La información que aquí se expone es de su trabajo. (Figuras 25 y 26)

El primer sitio (CAMI) consta de 6 especímenes y se desmagnetizó por medio de campos alternos, donde se muestra la Figura 25, a su vez, el diagrama de Zijderveld indica la presencia de dos magnetizaciones, una componente secundaria destruida a los 20 mT y una componente primaria destruida a los 100 mT, por lo que se sugiere que los portadores magnéticos sean titanomagnetitas con alto contenido de Ti y magnetita debido a su baja coercitividad.

El sitio CG se procesó con el método térmico, se observa un comportamiento particular, puesto que se pueden observar en la Figura 26, que la roca sufrió varios procesos de magnetización, donde son observables dos componentes magnéticas (una secundarias y una primaria), este sitio es el más antiguo del CVC. La destrucción de la componente secundarias es a los 350°C con una dirección similar, dejando una componente característica con una temperatura de Curie mayor a los 600°C, lo que sugiere que coexisten minerales de la serie de la titanomagnetita con alguna alteración produciendo hematita.

Para el caso del sitio COA (Figura 25), fue aplicada una desmagnetización térmica, donde se encuentran tres componentes magnéticas (dos secundarias y una primaria), donde las secundarias son destruidas a los 200 °C y 400 °C que pueden corresponder a minerales de la serie de la titanomagnetita en proceso de alguna alteración, dando como resultado minerales de transición (hematita) con coercitividades medias.

Por último, en el sitio COV fueron analizados 11 especímenes tratados con campos alternos como se muestra en la Figura 26, donde se indica la presencia de minerales magnéticos de baja a alta coercitividad con campos destructivos alrededor de los 60 y 120 mT respectivamente. Esto infiere que coexisten minerales magnéticos de la serie de las titanomagnetitas y hemoilmenitas (probablemente magnetita, hematita y/o ilmenita), además que el diagrama de Zijderfeld muestra la destrucción de dos componentes secundarias y la característica, que sugiere una oxidación de las titanomagnetitas.

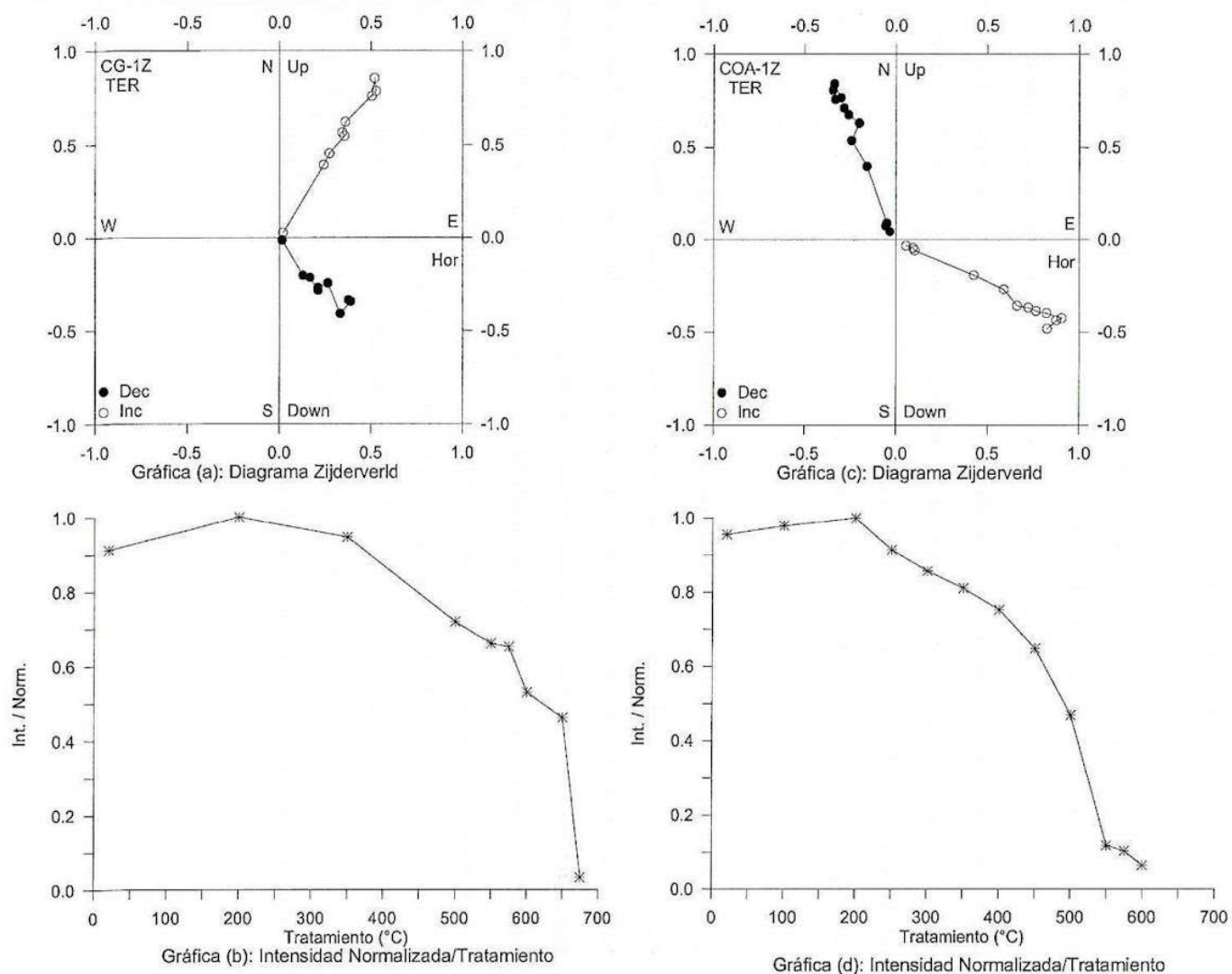


Figura 27. Diagramas de Zijderfeld y curvas de intensidad normalizada para el sitio CG y COA. Los especímenes CG-1Z y COA-1Z corresponden a desmagnetización por campos térmicos. Tomado de *Arredondo (2001)*

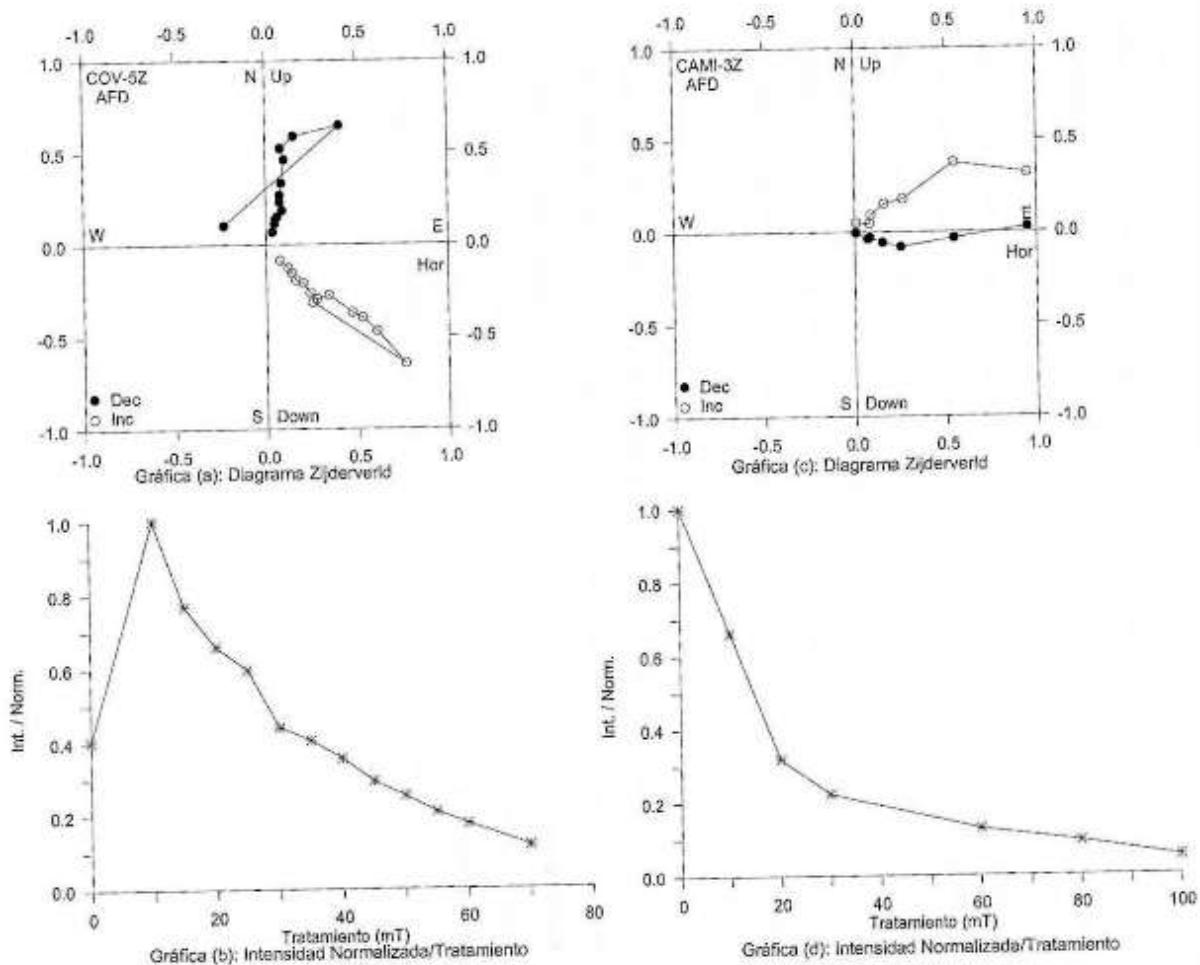


Figura 28. Diagramas de Zijderveld y curvas de intensidad normalizada para el sitio CAM y COV. Los especímenes CAM-3Z y COV-5Z corresponden a desmagnetización por campos térmicos. Tomado de *Arredondo (2001)*

A su vez, se retomaron 4 sitios, de los cuales fueron analizados para este trabajo. Los resultados representativos de las curvas k-T mantienen un decaimiento progresivo donde decaen entre las temperaturas de 450 °C hasta los 570 °C, lo cual es representativo de la titanomagnetita con variaciones en el contenido de titanio [TM0 a TM30]. En este caso, no contamos con curvas de baja temperatura, por lo que se seguirá considerando a la titanomagnetita como el mineral portador magnético. Los parámetros de histéresis y diagramas **FORC** muestran de nuevo el predominio de partículas con dominio magnético **PSD-vórtex** y **SP**, diagramas de **Day** y **Néel** que indican un tamaño de partícula de 1-15 μm . La magnetización de saturación de las curvas IRM se alcanza desde los 400 mT mayormente hasta los 700 mT, que indicaría también una contribución mayoritaria de titanomagnetita. La

mayoría de los sitios analizados muestran una componente unidireccional con componentes secundarias poca o nula. Los resultados del UnMix muestran la adición de varias componentes magnéticas en el rango de 1 a 2 mT.

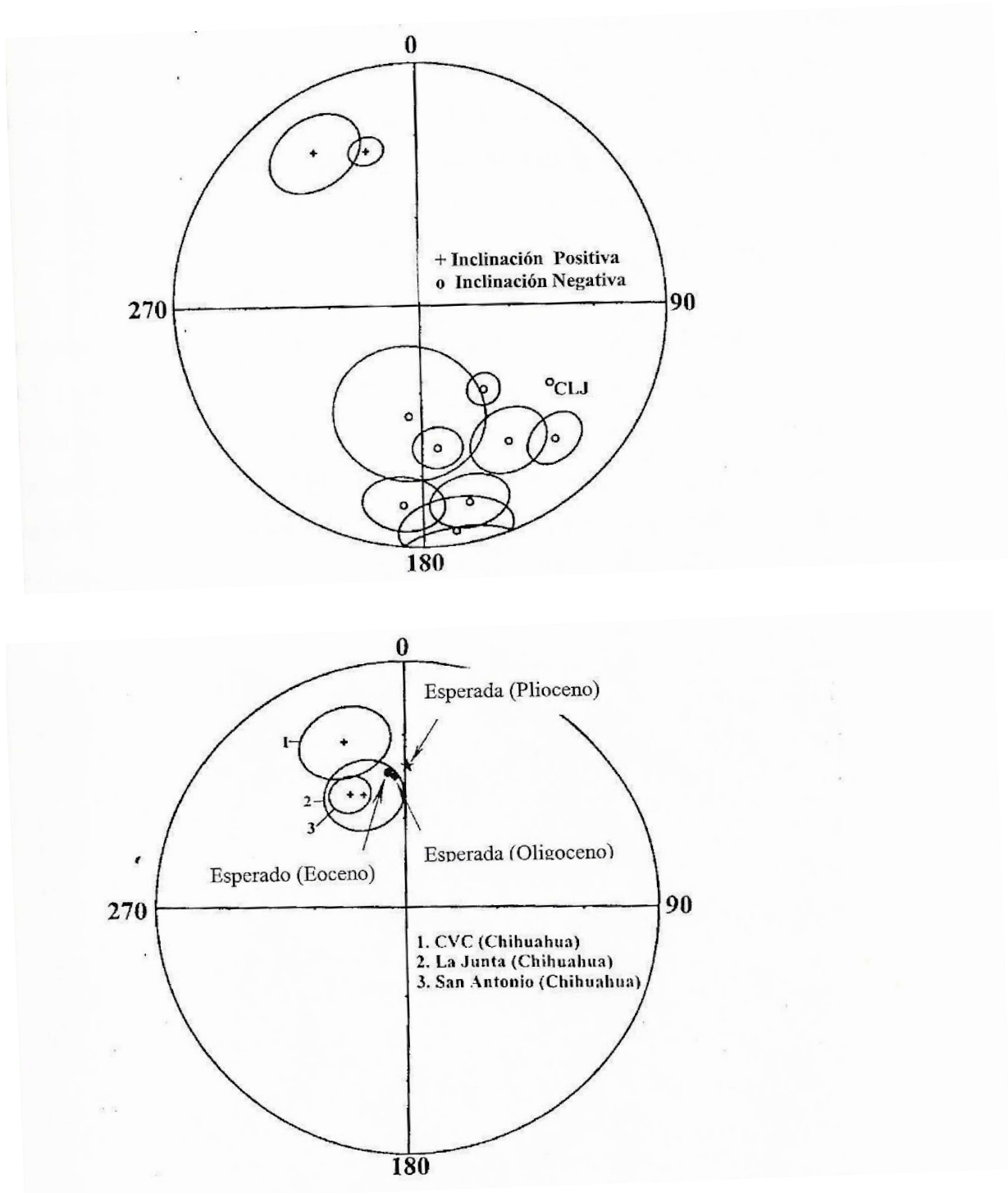


Figura 29. Proyecciones de igual Área de las direcciones medias del CVC y de otras unidades Volcánicas del sur de Norteamérica, tomadas de *Arredondo (2001)*. Los puntos negros muestran polaridad normal y los blancos indican polaridad inversa.

El caso de Coahuila, que contiene 3 campos volcánicos:

1) el CVLE con 5 sitios. Los resultados representativos de las curvas k-T mantienen un decaimiento progresivo entre las temperaturas alrededor de los 570°C, representativo de la titanomagnetita con variaciones en el contenido de titanio TM0. En este caso, todas las curvas de baja temperatura muestran transición de Verwey, por lo que se considera la presencia de magnetita. Las curvas de histéresis y diagramas **FORC** muestran la aportación de partículas de dominio magnético **PSD-vórtex** con **SP**, diagramas de **Day** y **Néel** que indican un tamaño de partícula de 1-15 μm . La magnetización de saturación se alcanza a los 500 mT, que indicaría también una contribución mayoritaria de titanomagnetita. Los diagramas vectoriales muestran una componente unidireccional en la mayoría de los sitios. Las curvas de UnMix muestran la presencia de una componente magnética en el rango de 1 a 2 mT.

Tabla 2. Propiedades magnéticas correspondientes al CVM, CVC, CVLE, CVLC y CVO

campo volcánico	Histéresis	IRM	k-T	UnMix	FORC	Microscopía
CVM	Ms: ± 286.4 Mr: ± 101.7 Hc: ± 30.40 Hcr: ± 51.02	Saturación 0.5 T	Tc: 200°C Tc: 480°C	1-2	PSD-vortex	Ilmenita Titanomagnetita Magnetita
CVC	Ms: ± 2135 Mr: ± 399.6 Hc: ± 17.40 Hcr: ± 34.85	Saturación 0.2 T a 0.35 T	Tc: $\pm 550^\circ\text{C}$	1-2	PSD-vortex	Ilmenita Rutilo Titanomagnetita Magnetita
CVLE	Ms: ± 476.80 Mr: ± 80.50 Hc: ± 6.807 Hcr: ± 16.12	Saturación 0.6 T	Tc: $\pm 570^\circ\text{C}$ Transición Verwey	2	PSD-vortex	Ilmenita Titanomagnetita Hematita
CVLC	Ms: ± 2464 Mr: ± 569.8 Hc: ± 21.61 Hcr: ± 40.21	Saturación 0.6 T	Tc: $\pm 540^\circ\text{C}$ Transición Verwey	2	PSD-vortex	No hay muestras
CVO	Ms: ± 638.1 Mr: ± 221.0 Hc: ± 29.36 Hcr: ± 46.95	Saturación 0.6 T	Tc: $\pm 556^\circ\text{C}$ Transición Verwey	1-2	PSD-vortex	Ilmenita Titanomagnetita Magnetita Hematita

2) El CVLC se conforma por 3 sitios, de los cuales todos fueron analizados para este trabajo. Las curvas k-T mantienen un decaimiento general entre las temperaturas alrededor de los 530°C representativo de la titanomagnetita con variaciones en el contenido de titanio TM10. En este caso, todas las curvas de baja temperatura muestran transición de Verwey, por lo que se considera la aparición de magnetita. Los ciclos de histéresis y diagramas **FORC** muestran la aportación de partículas de dominio magnético **PSD-vórtex** con **SP**, que se refuerza con los diagramas de **Day** y **Néel** con un tamaño de partícula de 1-15 µm. Las curvas de IRM indican una saturación de campo que va cercana a los 500 mT, que indicaría también una contribución mayoritaria de titanomagnetita. Los diagramas de Zijderveld muestran una componente unidireccional en todos los sitios estudiados, por lo que la impresión de componentes secundarias es poca. Los resultados del UnMix muestran la adición de una única componente magnética en el rango de 1 a 2 mT.

3) Por último el CVO se conforma por 5 sitios, de los cuales todos fueron analizados para este trabajo. Los resultados representativos de las curvas k-T mantienen un decaimiento alrededor de los 570°C representativo de la titanomagnetita con variaciones en el contenido de titanio. En este caso, todas las curvas de baja temperatura muestran transición de Verwey, por lo que se considera la aparición de hematita. Las curvas de histéresis y diagramas **FORC** muestran la aportación de partículas de dominio magnético **PSD-vórtex** con **SP**, mientras que los diagramas de **Day** y **Néel** indican un tamaño de partícula de 1-15 µm. La magnetización de saturación se alcanza a los 500 mT, que indicaría también una contribución mayoritaria de titanomagnetita. Los diagramas de vectoriales indican la aparición de una sola componente magnética, mientras que los resultados del UnMix muestran la adición de una sola componente magnética en el rango de 1 a 2 mT.

Dentro de los aspectos generales de los campos de Moctezuma, Camargo, Las Esperanzas-Las Coloradas-Ocampo se tiene la mineralogía, dicha mineralogía está representada únicamente con la minerografía dada por el CVM, CVLE y CVO correspondientes a Sonora y Coahuila, que está compuesta por dos fases minerales importantes, donde los portadores de la magnetización son correspondientes a titanomagnetita con un contenido variado de Titanio y hemoilmenita. Se encontró una cantidad ínfima de hematita dentro de las secciones pulidas, pero no se descarta su existencia, ya que pudo generarse debido a procesos de alteración como se muestra en los experimentos. Esta a su vez, está sustentada por las curvas de histéresis y las curvas de susceptibilidad

contra temperatura, y nos permite demostrar la presencia de minerales paramagnéticos en los cuatro campos volcánicos.

En resumen, las propiedades magnéticas observadas en los distintos campos y discutidas anteriormente, permiten asociar la mineralogía magnética a los cinco campos expuestos en la Tabla 2. En el caso del CVM, los minerales magnéticos portadores de la NRM son titanomagnetita pobres en Ti [TM05 a TM30] con dominio magnético de **PSD-vórtex**. Para el CVC los minerales magnéticos son titanomagnetita con ligeras variaciones de Ti [TM0 a TM30] y dominio magnético de **PSD-vórtex** con **SP**. El CVLE presenta una fase estable titanomagnetita pobre en Ti [TM0] con dominio magnético de **PSD-vórtex** con **SP**. En el caso del CVLC con titanomagnetita con un bajo contenido de Ti [TM10], así como un dominio magnético de **PSD-vórtex** con **SP**. Mientras que, en el CVO se muestra una fase mineralógica estable de titanomagnetita baja en Ti [TM0].

De acuerdo con la información que se expuso de los experimentos de propiedades magnéticas, nos muestra que existe una similitud en estas propiedades, además del rango de edades de las rocas analizadas previamente, lo que podría indicar una correlación entre todos los campos mostrados en este trabajo.

VII.2. Direcciones medias y VGP's

El cálculo de las direcciones medias nos permite conocer la orientación que tuvo el campo magnético en el momento de la formación del espécimen, en general, durante el evento eruptivo. Esto a su vez, nos permite conocer la edad de cada uno de los eventos muestreados, que a su vez, es posible mejorar un rango de edades de la mano con las dataciones radiométricas y la GPTS.

En estos resultados, se obtiene que existen dos distintos comportamientos dentro de los campos volcánicos, donde el más interesante es el conjunto de sitios con polaridad inversa, puesto que se observa en la tabla 1 mostrada en resultados que, la mayoría de las direcciones medias de estos son bastante similares como se aprecia en la siguiente Figura (46). Esta similitud es interesante, debido a que los tres campos magnéticos indican a su vez, similitudes mineralógicas, magnéticas y el rango de edades.

Capítulo VIII. Conclusiones

El origen de estos campos está determinado por el magmatismo intraplaca al norte de México, que está fuertemente relacionado con el adelgazamiento de la corteza continental derivado de las interacciones entre las placas tectónicas presentes en la región.

La mineralogía está determinada por las propiedades magnéticas analizadas de los campos volcánicos de Sonora, Chihuahua y Coahuila, que está constituida principalmente por titanomagnetita con textura homogénea y cristalografía euhedral un estado de oxidación que va de C1 a C2 de bajo grado y alta temperatura en la mayoría de las muestras, además de magnetita con una cristalografía subhedral con una menor proporción: en el caso del CVM, existe una fase mineral de titanomagnetita con variaciones de Ti [TM05 a TM30] y dominio magnético de **PSD** (11 sitios), el CVC con una mineralogía similar, excepto por variaciones de Ti en la titanomagnetita [TM0 a TM30] y dominio magnético de **PSD** con **SP** (11 sitios), el CVLE presenta una fase estable titanomagnetita pobre en Ti [TM0] con dominio magnético de **PSD** con **SP**. En el caso del CVLC con titanomagnetita con un bajo contenido de Ti [TM10], así como un dominio magnético de **PSD** con **SP**. Mientras que, en el CVO se muestra una fase mineralógica estable de titanomagnetita baja en Ti [TM0].

Se tienen tamaños de grano varios que rondan desde 1µm hasta los 15 µm, en todos los campos volcánicos. Se considera que el campo volcánico de Camargo sufrió alguna alteración, puesto que se observa una discrepancia en los datos magnéticos de roca, pues varias muestras presentan una alta coercitividad. A su vez, existe un decremento en los valores de magnetización natural remanente, seguramente generado por la disminución del tamaño de grano y en la intensidad de saturación de la magnetización.

Únicamente en 11 de los 36 sitios fue posible determinar la componente característica ChRM, donde 3 presentaron una polaridad normal, 8 con polaridad inversa. La mayoría de estos sitios presentó un comportamiento unidireccional en los diagramas de Zijderveld, por lo que había una sola componente natural magnética.

La comparación de edades radiométricas conocidas respecto a la GPTS de cada campo volcánico pudo realizar una sugerencia de ajuste en la mayoría de los campos, pero estará sujeta a un posterior análisis radiométrico de las muestras analizadas en este trabajo.

De acuerdo con los resultados, podemos establecer una generalización en la región norte de México de los estados de Sonora, Chihuahua y Sonora como parte de un mismo proceso derivado de las interacciones tectónicas,

De acuerdo con las expectativas del trabajo, un correcto análisis e interpretación de resultados paleomagnéticos es fundamental para el estudio de propiedades magnéticas y caracterización mineralógica, y que dependerá de la mineralogía adecuada, ya que de esto será afectada la efectividad de este método.

Aunado a esto, el estudio paleomagnético es muy importante como un estudio adicional en la interpretación de datos, y que en conjunto con estudios minerográficos, geológicos y estructurales nos brindan una definición amplia en cualquier estudio genético

Referencias

- Abu-Aljarayesh, I. (2015). *Basic of Magnetism*. https://www.researchgate.net/publication/308120950_Basics_of_Magnetism
- Aranda, J., et. al. (2000). *Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 7(1), 59-71. [http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca03/5301/5301-\(3\)Aranda.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca03/5301/5301-(3)Aranda.pdf)
- Aranda-Gómez, J. J. (2003). *Synextensional Pliocene–Pleistocene eruptive activity in the Camargovolcanic field, Chihuahua, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 115(3), 298-313.
- Aranda-Gómez, J. J., et. al. (2005). *El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 62(3), 197-225. [http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/5703/\(1\)Aranda.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/5703/(1)Aranda.pdf)
- Arredondo, P., (2001). *Propiedades Magnéticas de los basaltos de la parte centro-norte del campo volcánico de Camargo, Chihuahua*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Butler, R. F., (1992). *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications. 31-36 pp. (Versión on line: <http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf>).
- Calmus, T. (2011). *Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico*. [https://www.geologia.unam.mx:8080/igl/pubs/boletin/bol118/\(7\)Calmus.pdf](https://www.geologia.unam.mx:8080/igl/pubs/boletin/bol118/(7)Calmus.pdf)
- Cameron, K. L., Nimz, G. J., Kuentz, D., Niemeyer, S., Gunn, S. (1989). *The southern Cordilleran basaltic andesitic suite, southern Chihuahua, México: A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America*. J. of Geophy. Res., v. 94, p. 7817-7840
- Cameron, K. L., Norris, J. (1993). *Areconnaissance Nd-Sr isotropic study of pre-cenozoic igneous and metaigneous rocks of the Coahuila Terrene, northeastern Mexico*. in first circum Pacific and circumAtlantic terrene conference, Ortega-Gutierrez, F., Coney, Peter., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A., editores, Proceedings, Instituto Geología UNAM. Guanajuato, México. 5-22 Noviembre, 1993. p.24-27
- Carciumaru, Dana, & Ortega, Roberto. (2011). On the origin of low angle normal faulting in the Southern Rio Grande Rift. *Geofísica internacional*, 50(2), 177-190. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-7169201100020004&lng=es&tlng=

- Chávez-Cabello, Gabriel, Aranda-Gómez, José J., Molina-Garza, Roberto S., Cossío-Torres, Tomás, Arvizu-Gutiérrez, Irving R., & González-Naranjo, Gildardo A.. (2005). *La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(1), 27-52. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a2>
- Conrad, C. P., Todd, A. B., Smith, E., Wessel, P. (2018). *Patterns of intraplate volcanism controlled by asthenospheric shear*. <https://doi.org/10.1038/NGEO1111>
- Coey, J.M.D. (2009). *Magnetism and Magnetic Materials*. Cambridge University Press
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 2001. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (Vol. 3). Cambridge university press. 595 p.
- Ferrari, Luca., Valencia-Moreno, Martín, & Bryan, Scott. (2005). *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de norteamérica*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 343-378. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a5>
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2007). *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America*. Special Paper of Geological Society of America, 1–39.
- Henry, C. D., y Aranda-Gómez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (1995). *Espaciomapa Ciudad Camargo Hoja G13-2 escala 1:250,000 1ª impresión*.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2003). *Síntesis de Información geográfica del estado de Chihuahua*. http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224332/702825224332_9.pdf
- Jiles, D. (1991). *Introduction to Magnetism and Magnetic Materials*. Chapman and Hall
- Koymans, M. R., Langereis, C. G., Pastor-Galán, D., van Hinsbergen, D. J. J. (2016). *Paleomagnetism.org: An online multi-platform open source environment for paleomagnetic data analysis*. *Computers & Geosciences* (96). <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.05.007>.
- Kruiver, P. and Passier, H. (2001). Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the S ratio. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2. doi: 10.1029/2001GC000181. issn: 1525-2027.

- López-Ruiz, J., Cebriá, J. M. (2008). *Procesos y Riesgos volcánicos*. Estudios Geológicos 63(2).
<http://estudiosgeol.revistas.csic.es/index.php/estudiosgeol/article/viewFile/198/198>
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E. (1979). *Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico*, Ash-Flow Tuffs, Charles E. Chapin, Wolfgang E. Elston
- Meert, J. G., Pivarunas, A. F., Evans, A. A.D., Pisarevsky, S. A., et al. (2020). The magnificent seven: A proposal for modest revision of the Van der Voo (1990) quality index. *Tectonophysics*, 790.
- Opdyke, N. P., Channell, J. E.T. (1996). *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press
- Ortega-Gutiérrez, F. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, 5ª ed.: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, Mapa de escala 1:2'000,000, con texto explicativo de 74 p.
- Paterson, G. A., Zhao, X., Jackson, M. (2018). *HystLab: New Software for Processing and Analyzing Hysteresis Data*. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Geophysical Data Bases, Processing and Instrumentation (423,C-112). https://doi.org/10.25171/InstGeoph_PAS_Publs-2018-059.
- Paz-Moreno, F. A., Demant, A., Cochemé, J. -J., Dostal, J., & Montigny, R. (2003). *The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México*. Geological Society of America, Special Paper 374, pp. 439–455.
- Pike, C., Fernandez, A. (1999). *An investigation of magnetic reversal in submicron-scale Co dots using first order reversal curve diagrams*. *J. Appl. Phys.* 85, 6668–6676.
- Roberts, A. P., Hu, P., Harrison, R. J., Heslop, D., Muxworthy, A. R., Oda, H., et al. (2019). *Domain state diagnosis in rock magnetism: Evaluation of potential alternatives to the Day diagram*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 5286–5314. <https://doi.org/10.1029/2018JB017049>
- Roberts, A. P., Heslop, D., Zhao, X. et al., (2022). *Unlocking information about fine magnetic particle assemblages from first-order reversal curve diagrams: Recent advances*. *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103950>
- Royo-Ochoa, M. & Alva Valdivia, Luis & Fucugauchi, J. & Chavez-Aguirre, R. & Goguitchaichvili, A. & Solé Viñas, Jesús & Rivas, M.. (2004). *Magnetic Polarity Stratigraphy and K-Ar Dating in the Camargo Volcanic Field, Northern Mexico: Lateral SW-NE Migration of Volcanic Activity*. *International Geology Review*. June 2004. 558-573. 10.2747/0020-6814.46.6.558.
- Rudnick, R. L., Cameron K. L. *Age diversity of the deep crust in northern Mexico*. [Rudnick y Cameron 1991 PDF | PDF | Geology | Petrology \(scribd.com\)](#)

- Smith, R. D. (1993) *The Mayo Mid-Cenozoic volcanic group and related xenoliths from la Olivina SE Chihuahua, México*. Tesis de Maestría. University of California, Santa Cruz. 112 p. 1 mapa.
- Tarling, D. H., and Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London.
- Tauxe, L., Bertram, H., Seberino, C., 2002. *Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modelling of fine particle magnetite*. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 3, <https://doi.org/10.1029/2001GC000280>
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press
- Trémolet de Lacheisserie, É., Gignoux, D., Chlenker, M. (2005). *Magnetism Fundamentals*. Springer
- van der Voo, R., (1990), *Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions*. *Reviews of Geophysics*, v. 28, p. 167–206.

Anexos