



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**UNIDAD MULTIDISCIPLINARIA DE DOCENCIA E INVESTIGACIÓN
CAMPUS JURIQUILLA**

**“ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE VOLCANES MONOGENÉTICOS Y
FLUJOS DE LAVA DE LA CUENCA DE SERDAN-ORIENTAL, PUEBLA.”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A

LAURA FABIOLA HERNÁNDEZ DÍAZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. HARALD N. BÖHNEL
CENTRO DE GEOCIENCIAS**

SANTIAGO DE QUERÉTARO, QUERÉTARO, 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.

1. Datos del alumno

Hernández

Díaz

Laura Fabiola

4191077815

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

416064412

2. Datos del tutor

Dr.

Harald N.

Böhnel

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Gerardo

Carrasco

Núñez

4. Datos del sinodal 2

Dr.

Roberto Stanley

Molina

Garza

5. Datos del sinodal 3

Dra.

Ana María Lizeth

Caballero

García

6. Datos del sinodal 4

Dr. en CT

Alejandro

Rodríguez

Trejo

7. Datos del trabajo

Estudio paleomagnético de volcanes monogenéticos y flujos de lava de la cuenca de Serdán-Oriental, Puebla.

79 p

2022

Para mi mamá Lala, mi papá Miguel, Tita, Chiquis, Alex y Estefanía. Siempre están para levantarme cuando me caigo y siempre me inspiran para luchar por mis sueños.

Las mujeres no tenemos ninguna limitación, lo que queremos lo podemos obtener y lo más importante, nunca nos damos por vencidas, sabemos que no estamos solas.

AGRADECIMIENTOS

A mi universidad, la Universidad Nacional Autónoma de México, que me permitió ser puma y pintar mi piel de dorado y mi sangre de azul. Por permitir desarrollarme y brindarme las herramientas necesarias para ser una universitaria integra y con una excelente educación.

A la Unidad Multidisciplinaria de Docencia e Investigación campus Juriquilla que me permitió formarme en sus aulas y laboratorios, y donde logré conocer a gente brillante y que aprecio mucho.

Al Centro de Geociencias que me permitió usar laboratorios y desarrollar este trabajo, además de permitirme conocer a investigadores que me inspiraron y compartieron su conocimiento.

Quiero agradecer a mi tutor el Dr. Harald Böhnelt quien me apoyo durante todo el proceso de la realización de esta tesis y por estar siempre atento en cada uno de los procesos que realicé. También por compartir su tiempo y valiosos conocimientos en campo y en el laboratorio, y por el tiempo que me brindo para explicarme las cosas.

A mis sinodales el Dr. Gerardo Carrasco Núñez, el Dr. Roberto Stanley Molina Garza, a la Dra Ana María Lizeth Caballero García y al Dr. Alejandro Rodríguez Trejo, por sus comentarios que me ayudaron a mejorar este trabajo y sus invaluable observaciones. Al M. en C. Erick Juárez Arriaga quien me apoyo en todo el proceso de pruebas de laboratorio y quien siempre tuvo la disposición de ayudarme hasta en la más mínima duda, además de ser una persona dedicada y con la disposición de ayudar.

A los profesores Dra. Gabriela Castaño, Dra. Amanda Montejano, Dr. Enrique Cantoral, Dr. Manuel Miranda, Dr. Juan Malacara, Dra. Norma García, Dra. Dara Salcedo, Dr. Saúl Hernández, Dra. Consuelo García, M. en C. Elizabeth Fuentes, Dr. Abel Ibañez, Dra. Miriam Bojorge y todos los demás que compartieron conmigo todo su conocimiento y paciencia durante la carrera, ellos me inspiraron con su pasión por la ciencia y muchas veces eso me dio fuerza para no rendirme en momentos difíciles.

Al Taller de Ciencias para Jóvenes 2014 del proyecto PAPIME-PE110918 a cargo del Dr. Juan Martín Gómez, de quien estoy inmensamente agradecida por haber sido piedra angular en mi elección de carrera, ya que sin sus talleres y orientación no me hubiera sido posible conocer el mundo científico, por haberme inspirado a estudiar una carrera científica y vincularme con gente con el mismo interés que yo. Además de haberme permitido conocer a gente maravillosa: Ceci, David, Diana, Carlos, Miguel, Yunuen, Joana, Fernando, Vanessa, Ericka, Xochitl y todos los talleristas en mi faceta de monitora .

Al proyecto PAPIME-PE105817 “Fomento al desarrollo de habilidades para el manejo de equipos analíticos en los laboratorios de investigación para estudiantes de Licenciatura” a cargo de la Dra. Marina Vega y la M. en C Carolina Muñoz, por permitirme ser parte de él, brindarme una herramienta más a mi conocimiento y hacer posible un acercamiento con las funciones de los instrumentos de laboratorio y a los investigadores.

A mis padres Laura y Miguel, que toda la vida me han apoyado en lo que he deseado hacer, por ser los mejores y por darme la mejor familia y todo el amor que he necesitado. A mis hermanitos Cinthia, Janeth, Alex y Estefanía por aguantarme y ayudarme a ser mejor persona, por darme tantos momentos divertidos, por estar presentes en cada paso que doy y por ayudarme a ser más tolerante. A Taty, Hiady, Domy, Bashi y Camilo por ser la alegría de mis días. A mis abuelitos, tíos y primos, que siempre me permitieron hacerles explicaciones de rocas cada vez que podía. Familia los amo y los valoro mucho, gracias por estar siempre conmigo.

A mis mejores amigos de la universidad Jacqueline y David, que compartieron conmigo lágrimas, miles de risas, vergüenzas y mucha comida, los quiero un montón. A los demás amigos que hicieron que mi etapa universitaria fuera muy divertida y bonita, Harumi, Gaby, David Tamayo, Aldo, Arturo, Berna, Yas, Sebas, Frank, Alex, Ari, Itzel, Andrea, Álvaro, Miguel, Carlos, Johan, Angie y Rafa.

A mis amigos de la Preparatoria que me apoyaron desde el momento que supieron que quería entrar a la UNAM y que siempre han creído en mí, Miriam, Irene, Tania,

Cris, Sam, July, Eliza, Diego y Julio. Y a mis amigas de la secundaria que han estado presente en mi vida desde hace más de 10 años Jaque y Frida.

Al Dr. Isaac Arelio Ríos que más que un profesor se convirtió en un gran amigo para mí y toda nuestra generación. Por las pláticas en las tardes y las discusiones sobre series y películas.

Al Dr. Juan Martin Gómez por ser una gran persona y mostrarme mis fortalezas, por darme la oportunidad de participar en sus proyectos, por inspirarme a seguir haciendo divulgación científica y por mostrarme que siempre hay que ser agradecidos con todas las personas que nos ayudaron a cumplir nuestras metas.

A la SCJ sede Querétaro quien me brindó las bases para realizar una de las cosas que más me gusta, la divulgación de la ciencia. Y a todos los amigos que hice en ella Efrén, Oliver, Andrés, Karen, Jon, Marina, Marco, Diana y el resto de la nueva generación.

Y finalmente a todas las personas que conocí en estos años de formación universitaria, de todo corazón mil gracias.

RESUMEN

La Cuenca de Serdán-Oriental se localiza en la Faja Volcánica Transmexicana, cuya historia de actividad volcánica en la cuenca se remonta al Neógeno. La actividad más reciente de la Cuenca de Serdán-Oriental se desarrolló durante el Holoceno dando lugar a una gran cantidad de morfologías volcánicas como maares, conos de escoria, domos y volcanes compuestos, entre otros. En este trabajo se obtuvieron muestras seis sitios para estudiar su paleomagnetismo, cinco son flujos de lava y un cono de escoria. Se realizaron experimentos de susceptibilidad, histéresis, curvas termomagnéticas y de paleointensidades para conocer las propiedades magnéticas de las rocas de esos sitios. Utilizando el índice de Koenigsberger (Q) se pudo conocer que los 6 sitios cuentan con una estabilidad magnética adecuada para este estudio. Posteriormente con los ciclos de histéresis se determinó que en la mayoría de las muestras la mineralogía magnética está dominada por partículas con un pseudo dominio, mientras que en bombas del cono de escorias dominan magnetita con dominio simple. Las curvas termomagnéticas en conjunto con los ciclos de histéresis indicaron que los minerales magnéticos dominantes son la titanomagnetita y magnetita. Por cada sitio se obtuvo la dirección característica (ChRM), sin embargo, la encontrada para LCA y LCB no fue aceptable, ya que su α_{95} y su parámetro k , no se encontraban en los rangos establecidos. Los experimentos de paleointensidad se realizaron en muestras de cada sitio, siguiendo el protocolo IZZI-Thellier, este fue exitoso en más del 50% de las muestras. Finalmente, combinando los datos direccionales con las paleointensidades obtenidas se realizaron fechamientos paleomagnéticos para los sitios CS, B, LF y TLA, utilizando el modelo de variación paleosecular global SHA.DIF.14k.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	V
RESUMEN.....	VIII
ÍNDICE.....	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	XI
ÍNDICE DE TABLAS.....	XIV
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Paleomagnetismo	2
1.1.1. Campo Magnético Terrestre	2
1.1.2. Magnetización remanente natural (NRM)	5
1.1.3. Magnetismo de rocas	7
1.2. Paleointensidad	16
1.3. Paleomagnetismo como método de fechamiento.....	17
Capítulo 2 Geología del área de estudio	19
2.1. Cuenca de Serdán Oriental (CSO).....	20
2.1.1. Características de los flujos de lava y conos de escoria	24
Capítulo 3 Planteamiento del problema.....	27
3.1. Antecedentes	27
3.2. Hipótesis	28
3.3. Objetivo general.....	29
3.3.1. Objetivos particulares	29
Capítulo 4 Metodología.....	30
4.1. Trabajo de Campo	30
4.2. Trabajo de laboratorio	31
4.2.1. Equipo de laboratorio.....	32
Capítulo 5 Resultados	37
5.1. Propiedades magnéticas.....	37
5.1.1. Susceptibilidad magnética	37
5.1.2. Ciclos de histéresis.....	39
5.1.3. Curvas Termomagnéticas.....	43
5.2. Direcciones Medias.....	51

5.3. Paleointensidades.....	54
5.4. Fechamiento paleomagnético	59
Capítulo 6 Discusión	64
Capítulo 7 Conclusiones	70
Referencias.....	71

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Esquema de la dirección del campo magnético en un punto. Figura obtenida de Butler, (1992).....3
- Figura 2.** Figura 1.2. Posiciones del polo magnético norte durante los últimos 2000 años. Cada punto de datos es la media del polo magnético a intervalos de 100 años, los números indican la fecha en años D. C. Los círculos sobre polos magnéticos en 900, 1300 y 1700 D. C. tienen límites de confianza del 95% en esos polos geomagnéticos. La posición media del polo geomagnético en los últimos 2000 años se muestra en el cuadrado con una región sombreada de 95% de confianza. Imagen tomada de Butler (1992). 4
- Figura 3.** Proceso de magnetización de un conjunto de granos dominio simple que inicialmente presentan momentos magnéticos aleatorios. En el centro se representa el ciclo de histéresis (M_s : magnetización de saturación, M_r : magnetización remanente, H_c : fuerza coercitiva). Modificado de Villalaín, (2016)..... 11
- Figura 4.** Una manera de representar las líneas del campo magnético de una muestra con diferente número de dominios magnéticos en los dominios se muestra en esta figura, en a) se presenta un dominio único (SD), b) dos dominios, c) Cuatro dominios en un patrón laminar. Imagen modificada de Tauxe, (2014).....12
- Figura 5.** Intervalos de las relaciones M_{rs} / M_s y H_{cr} / H_c para los tres tipos de dominios magnéticos. Gráfico tomado de Day (1977). 13
- Figura 6.** Ejemplos de curvas termomagnéticas, en a) se muestran las curvas de calentamiento (flecha hacia abajo) y de enfriamiento (flecha hacia arriba) de una muestra enriquecida en magnetita, que al ser reversible ambas curvas están casi sobrepuestas y muestran estabilidad (Figura tomada y modificada de Grommé et al., 1967). En b) se ejemplifica una curva con tres cambios de pendiente, provocado por los tres tipos de minerales magnéticos presentes en esa muestra (Figura tomada de Lattard et al., 2006). 14
- Figura 7.** Sección del diagrama ternario para óxidos de hierro y titanio. La línea entre Fe_3O_4 y Fe_2TiO_4 define la serie de solución sólidas de las titanomagnetitas con una concentración variable de titanio. Las líneas con numeración del 0 al 600 representan las T_c de minerales con diferente concentración de Fe y Ti y de oxidación. Figura obtenida de Dunlop & Ozdemir (2001). 15
- Figura 8.** Principios de la estimación de paleointensidad. La magnetización remanente se supone lineal con el campo magnético. Si la pendiente se puede determinar a través de mediciones de laboratorio (M_{lab} / H_{lab}), entonces el NRM de una muestra dada, M_{TRM} , se puede asignar a una estimación del antiguo campo magnético H_{ant} . Modificado de Tauxe, (2014)..... 17

Figura 9. Los círculos morados señalan la distribución de los sitios muestreados en el área de estudio. El mapa es un modelo de elevación digital realizado en el programa QGIS. El recuadro muestra la ubicación de la región del mapa.	20
Figura 10. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).....	21
Figura 11. Modelo de elevación de la CSO con la ubicación de algunas estructuras volcánicas presentes en la CSO. Imagen de tomada de Carrasco-Núñez et al. (2014).....	23
Figura 12. En a) Inclínómetro utilizado para registrar el buzamiento de los núcleos mientras que con b) la brújula solar se obtiene el azimut solar.	31
Figura 13. En a) se muestran algunos núcleos obtenidos en campo y en b) se observan los especímenes cortados de cada uno de ellos.	31
Figura 14. Susceptibilímetro SM 150H.....	32
Figura 15. Equipo de balanza de Curie en a) se aprecia el osciloscopio y la fuente de poder, en b) se muestra la bobina del electroimán y el cuerpo de la balanza. .	33
Figura 16. a) Desmagnetizador por campos alternos LDA-3A (AGICO), b) magnetómetro JR5.....	34
Figura 17. Horno ASC TD-48.....	35
Figura 18. Una manera de conocer la estabilidad magnética de un sitio es a través de Diagrama NRM vs susceptibilidad magnética. Las líneas con las constantes 0.01,1,10 y 100 representan el índice de Koenigsberger (Q). Para los 6 sitios estudiados, se observa que la mayoría de los sitios se concentran entre $100 > Q > 1$. Una muestra del sitio LCA presenta un valor de $Q < 1$ mientras los valores más altos son de muestras del sitio B.....	38
Figura 19. Ciclos de histéresis realizados a especímenes de cada sitio. Estos se muestran corregidos de la contribución paramagnética y normalizados.....	42
Figura 20. Con el diagrama de Day se observa el dominio magnético al que pertenece cada sitio. Las líneas punteadas marcan el límite de cada dominio magnético mientras que las líneas negras muestran el comportamiento teórico de las curvas de mezcla de SD+MD calculadas en Dunlop (2002).....	43
Figura 21. Las Curvas termomagnéticas se realizaron con un campo de 500 mT y hasta 650 °C. Las líneas rojas muestran la curva de calentamiento mientras que las azules las curvas de enfriamiento. Se seleccionaron entre 3 y 4 especímenes por sitio, en el caso del sitio B se realizó para un espécimen por bomba. La curva de la muestra LCB-8 tiene un decaimiento de la magnetización repentino, por lo que es posible que los minerales magnéticos no fueran estables.....	47

Figura 22. Las curvas termomagnéticas se agruparon en cuatro tipos. Tipo 1 y tipo 2 cuentan con una sola especie mineral, sin embargo, las curvas de tipo 1 son casi reversibles mientras las de tipo 2 son irreversibles. Tipo 3 y tipo 4 cuentan con dos especies minerales en el calentamiento y son casi reversibles e irreversibles, respectivamente..... 49

Figura 23.Figura 5.6 Se muestran los diagramas de Zijdeveld donde se ilustra la desmagnetización por pasos del vector de la magnetización natural remanente. Las líneas y figuras verdes representan el plano horizontal mientras las azules representan el plano vertical. Las líneas verde y azul muestran el ajuste (obtenidas por mínimos cuadrados) para determinar la dirección de cada núcleo. Los diagramas a, b, c y d son solo muestras representativas del comportamiento general del resto de las muestras. 53

Figura 24.Figura 5.7 Se muestran los diagramas de Zijdeveld y sus proyecciones estereográficas donde se ilustra la desmagnetización por pasos del vector de la magnetización natural remanente. Las líneas y figuras verdes representan el plano horizontal mientras las azules representan el plano vertical. Las líneas verde y azul muestran el ajuste (obtenidas por mínimos cuadrados) para determinar la dirección de cada núcleo. En este caso en las muestras LCA-7 y T1a-5 no se obtuvo la componente principal de la NRM, por lo que se ignoraron para la determinación de la dirección media del sitio. 54

Figura 25.Figura 5.8 Ejemplos de gráficas de Arai. Las gráficas de paleointensidad a, b y c muestran casos exitosos (clases a y b), mientras en d, e y f se muestran casos no exitosos y (c, d) no exitosos para los cuatro seis sitios, obtenidos a partir del método IZZI Thellier. Los ejes se encuentran normalizados, los datos obtenidos en los experimentos se muestran como círculos, la comprobación de pTMR se muestran con triángulos, mientras que la línea negra punteada es la de mejor ajuste.....59

Figura 26.Figura 5.9. Fechamiento paleomagnético de los sitios a) CS, b) B, c) LF y d) TLA. La combinación de la densidad de probabilidad obtenida de la declinación, inclinación y paleointensidad de los sitios se muestra en los picos sombreados, la confiabilidad mínima de 95% se muestra en las líneas horizontales verdes. Los picos interceptados por la línea de confiabilidad son las posibles edades de cada sitio...62

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Temperatura de Curie (T_c) en algunos de los minerales magnéticos más comunes. Modificado y traducido de McElhinny et al., (2000).	14
Tabla 2. En la columna 2 se muestra la clasificación de las curvas termomagnéticas según los 4 tipos mencionados en la figura 5.5, seguida de las temperaturas de Curie obtenidas para cada especie mineral en la curva y finalmente en la columna 4 se nombraron los minerales magnéticos probables para cada muestra.....	50
Tabla 3. Direcciones paleomagnéticas de casa sitio muestreado; N, número de núcleos colectados en campo; N' , numero de muestras utilizadas para calcular la dirección media del sitio; α_{95} , nivel de confianza del 95%; k, parámetro de precisión; Dec, declinación; Inc, inclinación.....	51
Tabla 4. Resultados de IZZI-Thellier, paleointensidad y estadísticas asociadas. N - número de puntos incluidos en el mejor ajuste lineal; T - temperatura mínima y máxima utilizada para determinar la paleointensidad; β - relación entre el error estándar de la pendiente del segmento seleccionado en las gráficas de Arai y el valor absoluto de la pendiente; f - fracción del NRM utilizada para el mejor ajuste; q - factor de calidad; MAD_{anc} - desviación angular máxima anclada; α - diferencia angular entre la mejor solución anclada y la no anclada; δ_{CK} - error de comprobación relativo; δ_{pal} - diferencia de comprobación acumulada; PI - paleointensidad; s. d. - desviación estándar; Calidad - la calidad de los datos de paleointensidad obtenidos con los dos criterios por defecto: clases A, B y C. Las filas en color verde indican los valores aceptados para los parámetros de la clase A y B. El análisis se realizó utilizando el software ThellierTool4.22 (Leonhardt et al., 2004).....	56
Tabla 5. Paleointensidad obtenido para cada sitio.....	59
Tabla 6. En la columna 1 se mencionan los sitios estudiados en este trabajo, mientras en la columna 2 se muestran todas las posibles edades obtenidas en el modelo de fechamiento paleomagnético SHA.DIF.14K (Pavón-Carrasco at al., 2014).....	63

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

El campo magnético terrestre (CMT) es una característica que distingue a nuestro planeta, y desempeña un papel muy importante para la vida. En geofísica se utiliza el paleomagnetismo para conocer el CMT antiguo y su variación a través del tiempo. El estudio del CMT ha sido importante desde tiempos históricos, ya que durante mucho tiempo se utilizó como una herramienta para orientarse por medio de la brújula. Una de sus aplicaciones más recientes permite hacer estudios de fechamiento paleomagnético en rocas, piezas arqueológicas de cerámica, sedimentos, entre otros (Pavón-Carrasco et al., 2014). Además, estos fechamientos se pueden emplear para hacer correlaciones estratigráficas, paleoclimatológicas y de otro tipo.

El estudio del CMT registrado en rocas volcánicas es posible debido a que éstas contienen partículas ferromagnéticas, es decir minerales como magnetita, titanomagnetita, hematita, titanohematita, entre otros (Butler, 1992), que registran el campo magnético presente al momento de que la roca ígnea se enfría por debajo de la temperatura de Curie. Con los estudios paleomagnéticos se logran conocer las características del campo y sus variaciones, a través de estudios *in-situ* y de laboratorio.

El estudio paleomagnético en rocas volcánicas es un tema que ha tomado importancia en el país ya que diversos grupos de trabajo lo realizan con el propósito general de contribuir con datos para la realización de una curva de variación paleosecular en esta región del mundo. En los últimos años gran parte de los trabajos de paleomagnetismo en México se han realizado en la Faja Volcánica Transmexicana en el área del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, como los de González Huesca (1992), Uribe-Cifuentes et al. (1999), Gratton et al. (2004), García-Quintana et al. (2016), Mahgoub et al. (2017), Rodríguez-Trejo et al. (2019b), entre otros, y en la Cuenca de Serdán Oriental, como los de Juárez-Arriaga et al. (2018), Mahgoub et al. (2019), entre otros.

En este trabajo se estudiaron las propiedades magnéticas y el registro paleomagnético de rocas volcánicas de 5 flujos de lava y las bombas de un volcán cono de escoria de la Cuenca de Serdán Oriental. Esta zona presenta una actividad del Plioceno al Holoceno (Werle, 1984; Negendank et al., 1985; Carrasco-Núñez, 2014; Chédeville et al., 2020; Carrasco-Núñez et al., 2021) y se caracteriza por tener erupciones bimodales (basalto y riolita) que generaron diferentes morfologías volcánicas como: conos de escoria, relieve negativo en forma de maars y domos (Carrasco-Núñez, 2014). A través de distintos experimentos en el laboratorio, se obtuvieron las propiedades magnéticas de los sitios colectados, después la dirección media y paleointensidad para los 6 sitios.

Este trabajo se realizó con el propósito de obtener las direcciones medias y paleointensidades de 5 flujos de lava y un cono de escoria para posteriormente realizar fechamientos paleomagnéticos en los casos posibles. Para hacer los fechamientos paleomagnéticos la dirección e intensidad grabada se compara con el modelo global para el Holoceno SHA.DIF.14k de Pavón-Carrasco et al. (2014). Este modelo permite fechar materiales con edades inferiores a 14 000 años y está constituida a partir de una recopilación global de datos paleomagnéticos de materiales arqueológicos, volcánicos y sedimentarios lacustres.

1.1. Paleomagnetismo

1.1.1. Campo Magnético Terrestre

El campo magnético terrestre (CMT) rodea el planeta de forma no homogénea en la región denominada magnetósfera (Villalain, 2016), zona que actúa como escudo contra las partículas de alta energía provenientes del sol. Este campo es producido por el movimiento rotatorio del núcleo externo de la Tierra donde la convección de la aleación hierro-níquel actúa como un dínamo dando origen a un campo magnético predominantemente dipolar (McElhinny & McFadden, 2000).

La geometría del CMT se puede entender a través del Modelo Dipolar. Explica que el CMT se aproxima a un dipolo inclinado con cierto ángulo, donde se presentan dos polos magnéticos antipodales que en la actualidad se encuentran desviados por un ángulo aproximado de 11° respecto al norte geográfico (Villalain, 2016).

El vector de campo magnético (H) total puede dividirse en una componente vertical, $H_v = H \sin I$ y una componente horizontal, $H_h = H \cos I$ (Fig. 1). Por lo que el CMT se puede describir por los ángulos de declinación (D) e inclinación (I) y la intensidad (F) (McElhinny, 1973). La inclinación está determinada por el ángulo vertical (caída) entre la horizontal y H , mientras la declinación es el ángulo azimutal entre la componente horizontal de H y el norte geográfico.

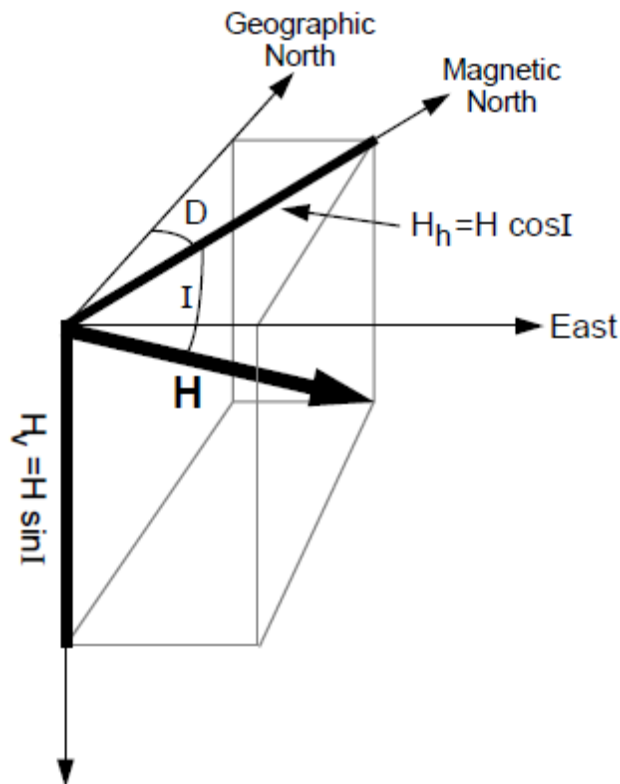


Figura 1. Esquema de la dirección del campo magnético en un punto. Figura obtenida de Butler, (1992).

En detalle, el campo magnético contiene una componente no dipolar. La parte no dipolar es la principal responsable de producir la variación espacial de las componentes del CMT a lo largo del tiempo (Korte & Constable, 2005). Esta variación se denomina como Variación Secular (VS) y se observa con el cambio de dirección e intensidad del CMT en un punto determinado. La dirección del campo magnético en una ubicación define la posición del polo magnético también se puede obtener de la inversión matemática de direcciones observadas en diferentes sitios sobre la superficie terrestre. Así, otra forma de visualizar la VS es a través de cambios en la posición del polo (Fig. 2) (Villalaín, 2016).

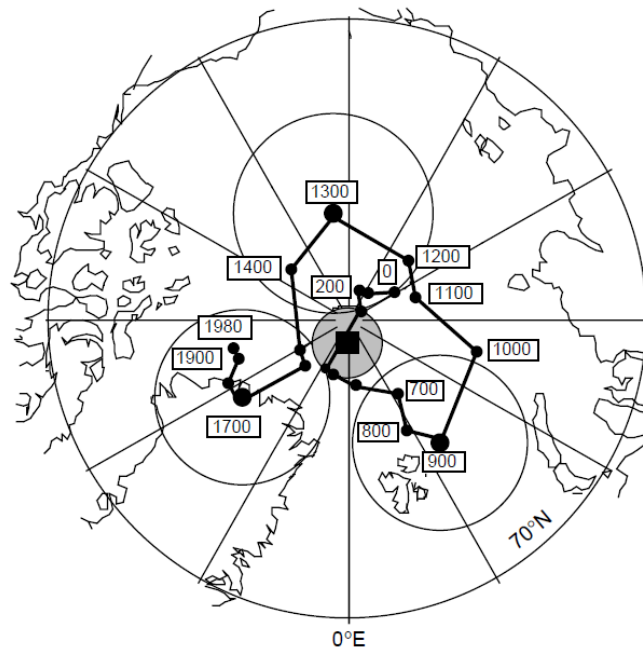


Figura 2. Posiciones del polo magnético norte durante los últimos 2000 años. Cada punto de datos es la media del polo magnético a intervalos de 100 años, los números indican la fecha en años D. C. Los círculos sobre polos magnéticos en 900, 1300 y 1700 D. C. corresponde a los límites de confianza del 95% en esos polos geomagnéticos. La posición media del polo geomagnético en los últimos 2000 años se muestra en el cuadrado con una región sombreada de 95% de confianza. Imagen tomada de Butler (1992).

Como se puede apreciar en la Figura 2, el campo magnético terrestre en un promedio de tiempo se aproxima cercanamente con el de un dipolo axial geocéntrico (GAD, por sus siglas en inglés), que es la hipótesis central del paleomagnetismo y la que se usa para los trabajos paleomagnéticos aplicados a la reconstrucción paleogeográfica. Según esta hipótesis el comportamiento del CMT es como el de un dipolo, cuyo eje atraviesa al planeta y se alinea con el eje de rotación. El hecho de que el dipolo actual se encuentra ligeramente inclinado con respecto al eje de la tierra es resultado de la VS (McElhinny, 1973). Los datos paleomagnéticos de los últimos 5kyr apoyan la hipótesis del dipolo geocéntrico axial (Merrill y McElhinny, 1983), pero a más largo plazo (millones decenas de millones de años) pueden persistir componentes no dipolares pequeñas (Schneider y Kent 1988).

1.1.2. Magnetización remanente natural (NRM)

La Magnetización Remanente Natural (NRM, por sus siglas en inglés) es la que se encuentra contenida en los minerales de la roca antes mencionados, hasta antes de procesarla en el laboratorio. En general la NRM puede ser una suma de magnetizaciones adquiridas con el tiempo, por lo tanto, es una suma vectorial con dos o más componentes. El NRM primario es la magnetización de la roca al momento de su formación y el NRM secundario es la suma de las magnetizaciones que hayan adquirido por distintos fenómenos durante su historia después de su formación (Butler, 1992).

Existen maneras distintas de adquirir el NRM primario, entre las principales se encuentran:

1) Magnetización Termorremanente (TRM por sus siglas en inglés). Durante una erupción volcánica el magma sale a una temperatura aproximada de 900 a 1200°C (Kilburn, 2000). Los minerales ferromagnéticos comienzan a cristalizar con el enfriamiento de la lava hasta llegar a temperaturas inferiores al punto de Curie. La roca continúa enfriándose hasta que sus minerales llegan a la temperatura de

bloqueo, donde los granos ferromagnéticos adquieren una magnetización paralela al campo magnético ambiental de ese momento (Stacey & Banerjee, 1974). En este punto el tiempo de relajación de los granos, que es el tiempo que tarda en cambiar de un sentido a otro la magnetización de un cristal a una temperatura determinada, pasa a ser estable por millones de años (Néel, 1955). Cuando termina de enfriarse el magma y se transforma en roca sólida, la magnetización se convierte en una de sus propiedades, por lo que es capaz de existir en forma independiente del campo magnético que la indujo.

2) Magnetización Remanente Química (CRM por sus siglas en inglés), se da cuando en la roca existe la formación o crecimiento de granos ferromagnéticos por debajo de la temperatura de Curie (Butler, 1992). Esto puede ser producto de la alteración de un mineral preexistente (posiblemente también ferromagnético) a un mineral ferromagnético o a la precipitación de un mineral ferromagnético de una solución. La CRM se encuentra con mayor frecuencia en rocas sedimentarias.

3) Magnetización Detrítica Remanente (DRM por sus siglas en inglés): esta es adquirida durante el depósito de sedimentos que contienen partículas ferromagnéticas y se preserva por la litificación de rocas sedimentarias (Collinson, 1965). En este caso las partículas magnéticas de los sedimentos actúan como una especie de brújula depositándose de manera alineada al CMT, sin embargo, para preservarse necesitan no sufrir cambios por organismos (bioturbación) u otros procesos como disolución.

El componente NRM secundario, al adquirirse posteriormente a la formación de la roca, puede ser el resultado de:

1) Magnetización Remanente Viscosa (VRM, por sus siglas en inglés), se adquiere cuando los granos de la roca con multidominio magnético y con tiempos de relajación cortos, pierden su magnetización y adquieren una nueva al exponerse al CMT ambiental de ese momento (Dunlop, 1983). La VRM depende del tiempo de exposición a un campo magnético y la temperatura, por lo tanto, este tipo de magnetización crecerá más rápido a temperaturas más altas.

2) Magnetización Remanente Isotérmica (IRM por sus siglas en inglés), es resultado de la exposición a corto plazo a fuertes campos magnetizantes a temperatura constante, por lo que puede deberse a un fenómeno natural como un rayo (Cox, 1961) o a puede ser provocada en laboratorio por experimentos como el de las curvas de histéresis.

Las rocas no se magnetizan de manera uniforme. Los modelos generalmente asumen una distribución de partículas de cierto tamaño con anisotropía uniaxial. La anisotropía en una magnetita, por ejemplo, fuerza la magnetización de una partícula a lo largo de su eje mayor o en uno de los ejes de fácil magnetización. La suma de los momentos magnéticos de la población de partículas resulta en la magnetización que se mide en el laboratorio. Por ello se pueden tener pequeñas diferencias debidas a heterogeneidades en la composición mineralógica y el tamaño de los minerales presentes, o variaciones en las condiciones ambientales al tiempo de formación de la roca o posteriores (Butler, 1992). Debido a esto, es necesario analizar un número suficiente de muestras y emplear métodos estadísticos para promediar errores aleatorios de orientación, errores asociados a la medición y así estimar los valores de declinación, inclinación e intensidad.

1.1.3. Magnetismo de rocas

1.1.3.1. Susceptibilidad magnética

Las cargas subatómicas tienen un movimiento (los protones en su propio eje y los electrones en su órbita) y producen una pequeña corriente, por lo que los protones y electrones actúan como dipolos magnéticos (Griffiths, 1999). Comúnmente estos dipolos se cancelan entre si ya que la orientación de los átomos es aleatoria. Sin embargo, cuando se aplica un campo magnético (H) externo se produce una alineación parcial total de los dipolos magnéticos, y el medio se polariza magnéticamente dando lugar a una Magnetización inducida (M_i) (McElhinny, 1973). La relación entre los términos M_i y H está determinada por la susceptibilidad magnética:

$$M_i = \chi * H \quad (1.1)$$

El parámetro χ se conoce como la susceptibilidad magnética de un material, en este caso de las rocas, y es una constante de proporcionalidad. Para campos magnéticos pequeños también se le puede llamar como susceptibilidad inicial.

La susceptibilidad magnética es la capacidad de las rocas para magnetizarse por el campo magnético al que se expone (McElhinny & McFadden, 2000). La ecuación 1.1 usa un escalar para la susceptibilidad, ya que tanto M_i como H tienen como unidades Am^{-1} , lo que implica que M_i es paralelo a H . Debido a que algunos de todos los materiales poseen anisotropía magnética, M_i no es paralelo a H . La anisotropía magnética expresa la variación de direcciones de la M_i en una roca (MacDonald & Ellwood, 1987). Como resultado de esta anisotropía, la respuesta del material al campo magnético que se induce puede ser de tres tipos: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

En términos generales los materiales diamagnéticos tienen una alineación de momentos contrarios al campo magnético que se aplica, por lo que su susceptibilidad magnética será negativa (Butler, 1992). La aplicación de un campo magnético altera el movimiento orbital de los electrones. En los materiales paramagnéticos existen momentos con espines desapareados que actúan como pequeños imanes, por lo que si se aplica un campo magnético estos momentos pueden orientarse en el mismo sentido, por lo tanto, la susceptibilidad magnética de los materiales paramagnéticos es positiva (Griffiths, 1999). Para este tipo de materiales hay que tomar en cuenta la temperatura, ya que la energía térmica provoca el movimiento de los espines y por lo tanto un desordenamiento aleatorio, haciendo que M_i se reduzca. Finalmente, los materiales ferromagnéticos tienen momentos que interactúan entre sí con los adyacentes, lo que produce magnetizaciones más intensas que en los materiales diamagnéticos y paramagnéticos (McElhinny, 1973).

Después de realizar las mediciones de susceptibilidad magnética a las muestras de roca en el laboratorio se obtienen datos que, junto con la medición de la NRM, permite la estimación de la estabilidad magnética de la muestra (Clark, 1991). Al realizar esta relación se obtiene el radio o índice de Koenigsberger (Q),

que compara la fuerza relativa de la NRM con la M_i (Stacey et al., 1967) calculándola como:

$$Q = \text{NRM} / M_i = \text{NRM} / \chi * H \quad (1.2)$$

Donde H es campo del lugar donde se encuentra la roca. El radio de Koenigsberger en muestras con valores $Q > 1$ tienen como dominante a la magnetización remanente natural sobre la magnetización inducida indicando la estabilidad de las muestras, mientras que sí $Q < 1$ implica que la magnetización inducida es dominante sobre la NRM provocando una magnetización inestable (Clark, 1997).

1.1.3.2. Ciclos de Histéresis

La magnetización en los sólidos ferromagnéticos actúa de manera distinta que en los paramagnéticos y diamagnéticos, como se había mencionado anteriormente. Debido a esta propiedad la susceptibilidad magnética de los materiales ferromagnéticos no puede expresarse matemáticamente de manera simple. Los ciclos de histéresis son curvas que muestran el comportamiento de los materiales ferromagnéticos, en este caso las rocas, al inducir una magnetización (M) con un campo magnético principal (H) en una dirección y posteriormente en la dirección contraria.

Los modelos de histéresis en diferentes minerales magnéticos que obtuvieron Day et al. (1977), Jiles (1984), Ozdemir et al. (1995) y Tauxe et al. (2002), entre otros, muestran un comportamiento a la respuesta de la magnetización de la muestra a un campo que se va incrementando desde $H=0$ hasta llegar a la magnetización máxima que puede adquirir la muestra, es decir la magnetización de saturación (M_s). Al disminuir el campo H este va decreciendo en una curva diferente a la inicial, hasta llegar a un valor igual a cero, sin embargo, no queda en el origen, por lo que la muestra guarda una magnetización remanente de saturación (M_{rs}). A

partir de este momento el campo H cambia de sentido y M_{rs} va a seguir disminuyendo hasta llegar a una magnetización $M=0$, este punto es llamado fuerza coercitiva (H_c), ya que se llega a un campo H máximo necesario para destruir la magnetización. Después se sigue disminuyendo el campo H hasta llegar a una nueva magnetización de saturación a un campo H con dirección contraria a M_s . Finalmente se aplica el campo H en el sentido con el que se inició hasta llegar a M_s y crear una curva igual a la anterior cerrando el ciclo de histéresis.

En la figura 3 se muestra un esquema general de un ciclo de histéresis para partículas de anisotropía uniaxial. En los esquemas a, b y c se representan granos con dominio simple y su magnetización en diferentes puntos (a, b y c) de la curva.

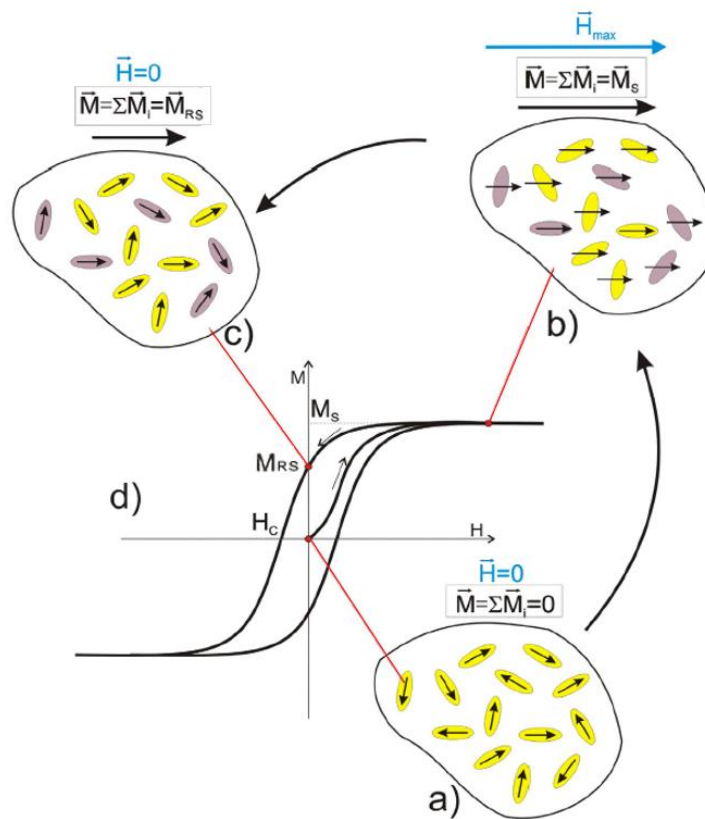


Figura 3. Proceso de magnetización de un conjunto de granos dominio simple que inicialmente presentan momentos magnéticos aleatorios. En el centro se representa el ciclo de histéresis (M_s : magnetización de saturación, M_r : magnetización remanente, H_c : fuerza coercitiva). Modificado de Villalaín, (2016).

La histéresis está controlada por el tamaño de grano y por el tipo de minerales que componen la muestra (Day et al, 1977), esto permite que las curvas puedan brindar una evaluación rápida de estos parámetros y establecer el dominio magnético al que pertenecen. Los espines desapareados de los granos ferromagnéticos que forman la roca pueden interactuar localmente para estar orientados en alguna dirección, actuando como dipolos, y en regiones que se encuentran a su alrededor también, por lo que se pueden dar zonas con magnetizaciones uniformes, denominados dominios magnéticos (Day et al., 1977; Butler, 1992).

Los dominios magnéticos (Fig. 4) se dividen en: dominio simple (SD, por sus siglas en inglés), pseudo-dominio simple (PSD, por sus siglas en inglés) y multidominio (MD, por sus siglas en inglés) (Butler, 1992; Tauxe, 1996; Dunlop et al., 2002). Los granos que están magnetizados de una manera uniforme pertenecen a un dominio simple (Parry, 1982), estas son las partículas con menor tamaño (hematita con un diámetro de grano $\sim 15 \mu\text{m}$, magnetita cubica con $< 0.1 \mu\text{m}$ y magnetita elongada con $\sim 1 \mu\text{m}$, según Ozdemir & Dunlop (1995)). La aplicación de un campo magnético no cambia su magnetización original que también se conoce como espontánea, sin embargo, puede girarla hacia la dirección del campo magnético (ver Fig. 3). Los granos de pseudo-dominio simple son la transición entre los que tienen SD y MD, y estos presentan una alta estabilidad del magnetismo remanente en el tiempo, y su rango de diámetro es de $1\text{--}10 \mu\text{m}$ (Dunlop et al, 2002). Su importancia reside en la alta probabilidad de que los granos ferromagnéticos en las rocas pertenezcan a este rango de tamaño. Los granos con MD tienen tamaños $> 10 \mu\text{m}$ (Dunlop et al, 2002) y tienen una mayor facilidad de que cambien sus momentos magnéticos por la acción de un campo magnético.

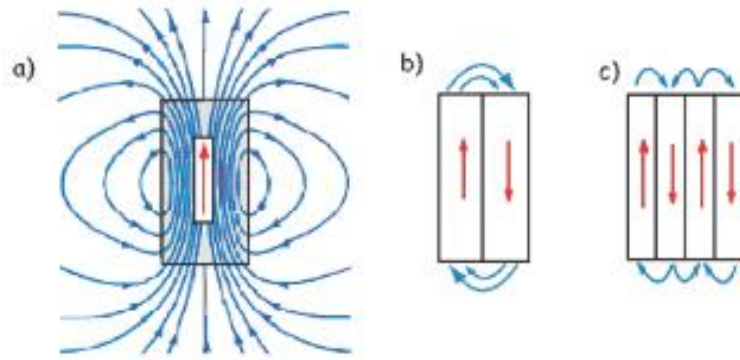


Figura 4. Una manera de representar las líneas del campo magnético de una muestra con diferente número de dominios magnéticos en los dominios se muestra en esta figura, en a) se presenta un dominio único (SD), b) dos dominios, c) Cuatro dominios en un patrón laminar. Imagen modificada de Tauxe, (2014).

En el trabajo de Day et al. (1977) se muestra una relación entre los parámetros M_{rs} / M_s y H_{cr} / H_c , proporcionados por los ciclos de histéresis de muestras de tamaño conocido (Fig. 5), con las que definieron rangos teóricos para clasificar que tipo de dominios dominan en una muestra. Los límites establecidos clasifican al SD con valores M_{rs} / M_s mayores a 0.5 y H_{cr} / H_c de 0 a 1.5, PSD presenta valores $0.5 > (M_{rs} / M_s) > 0.05$ y $1.5 < (H_{cr} / H_c) < 5$, y finalmente en MD los valores de M_{rs} / M_s son menores a 0.05 y $H_{cr} / H_c \sim 5$ (< 0.03 según Dunlop, 2002).

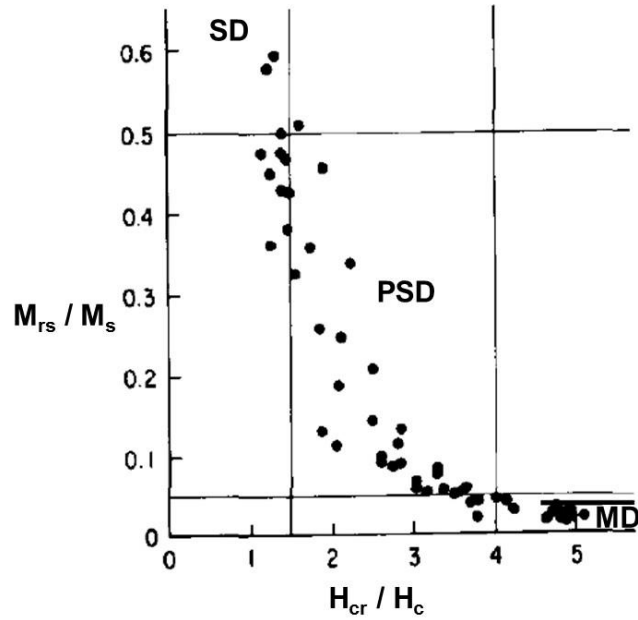


Figura 5. Intervalos de las relaciones M_{rs} / M_s y H_{cr} / H_c para los tres tipos de dominios magnéticos. Gráfico tomado de Day (1977).

1.1.3.3. Curvas termomagnéticas

La temperatura juega un papel muy importante en el análisis paleomagnético de las muestras y en los minerales que contienen. Existe una temperatura en la que los momentos de los minerales ferromagnéticos pierden completamente su alineación (McElhinny et al., 2000), se conoce como temperatura o punto de Curie (T_c), arriba de esta temperatura se comportan como un mineral paramagnético ordinario. Cada mineral tiene diferente T_c (Tabla 1) y debido a la naturaleza de cada uno de ellos, los experimentos para conocerlas hacen uso de curvas termomagnéticas. Estas se obtienen al introducir muestra molida en un horno en el que se aplica un campo magnético de alta intensidad y se calienta gradualmente hasta los 650 o 700C° midiendo la magnetización inducida. Posteriormente se enfría, de esta manera se obtiene una curva de calentamiento y otra de enfriamiento (Fig. 6a). De esta manera se obtiene una curva de magnetización de saturación en función de la temperatura (Moskowitz, 1981).

Tabla 1. Temperatura de Curie (T_c) en algunos de los minerales magnéticos más comunes. Modificado y traducido de McElhinny et al., (2000).

<i>Mineral</i>	<i>Composición</i>	T_c (°C)
Magnetita	Fe_3O_4	580
Titanomagnetita	$Fe_{2.4}Ti_{0.6}O_4$	150
Ulvoespinela	Fe_2TiO_4	-153
Hematita	αFe_3O_3	675
Ilmentita	$FeTiO_3$	-233
Maghemita	$Fe^{3+}_2O_3$	590-675
Pirrotita	$Fe_{(1-x)}S$	320

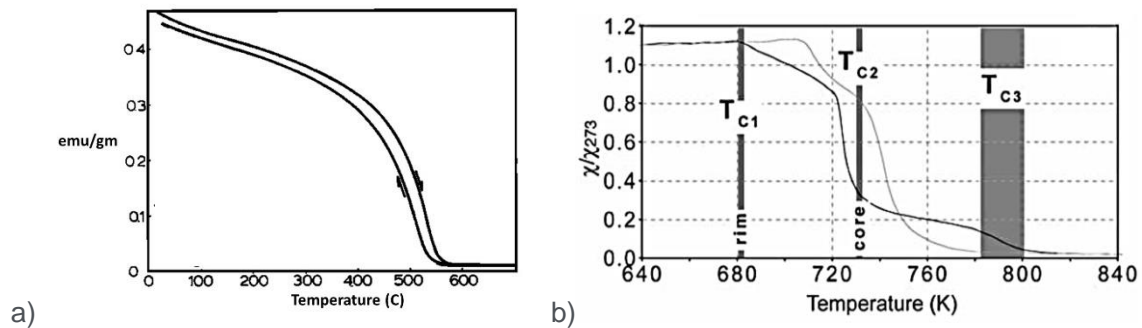


Figura 6. Ejemplos de curvas termomagnéticas, en a) se muestran las curvas de calentamiento (flecha hacia abajo) y de enfriamiento (flecha hacia arriba) de una muestra enriquecida en magnetita, que al ser reversible ambas curvas están casi sobrepuestas y muestran estabilidad (Figura tomada y modificada de Grommé et al., 1967). En b) se ejemplifica una curva con tres cambios de pendiente, provocado por los tres tipos de minerales magnéticos presentes en esa muestra (Figura tomada de Lattard et al., 2006).

Hacer el análisis de las curvas permite conocer los cambios de pendiente que ocurren al llegar a la T_c de un mineral ferromagnético (Fig. 6b), en combinación con la forma de la curva y el tipo de comportamiento (reversible o irreversible) al

calentar y enfriar, pueden ser un primer diagnóstico para conocer el mineral ferromagnético presente (Moskowitz, 1981).

Sin embargo, existen minerales ferromagnéticos que, dependiendo del porcentaje de titanio en solución sólida, con sustitución de Fe^{2+} o Fe^{3+} , o presencia de otras impurezas, pueden presentar T_c generalmente más bajos que el mineral puro (Dunlop & Ozdemir, 2001). Como se puede ver en una sección del diagrama ternario de la figura 7, la T_c varía conforme los porcentajes de Fe y Ti cambian en las soluciones sólidas. Por ejemplo, entre menos porcentaje se Ti se encuentre en la solución sólida, la T_c del mineral será más alta. Por otro lado, la oxidación de una titanomagnetita que se puede describir como un cambio a lo largo de una línea horizontal en la Figura 7, también modifica la T_c .

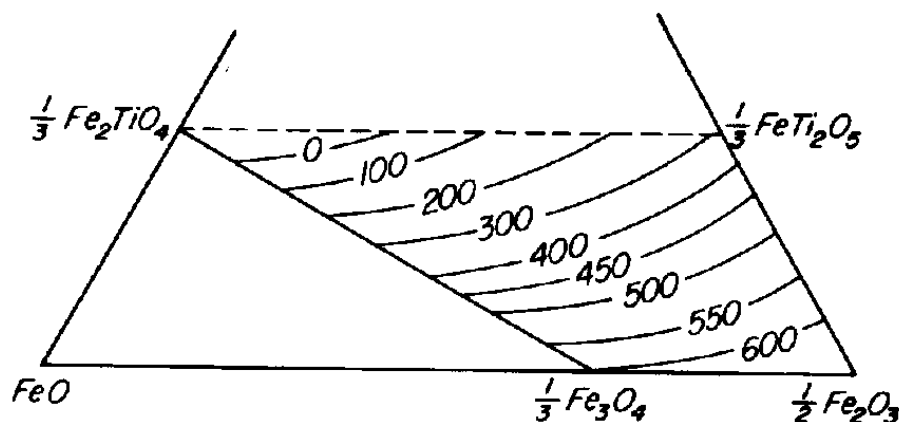


Figura 7. Sección del diagrama ternario para óxidos de hierro y titanio. La línea entre Fe_3O_4 y Fe_2TiO_4 define la serie de solución sólida de las titanomagnetitas con una concentración variable de titanio. Las líneas con numeración del 0 al 600 representan las T_c de minerales con diferente concentración de Fe y Ti y de oxidación. Figura obtenida de Dunlop & Ozdemir (2001).

La temperatura de Curie no es única para cada mineral, por ejemplo, la pyrrotita, la titanomagnetita y la titanohematita pueden presentar T_c similares. Por este motivo es necesario combinar los resultados de este experimento con otros, por ejemplo, los resultados de coercitividad magnética (Day et al., 1977; Butler,

1992). La titanomagnetita tiene una coercitividad menor a 300 mT, mientras la titanohematita tiene una de 1T y para la pyrrotita el valor es intermedio.

1.2. Paleointensidad

Para conocer la intensidad del CMT antiguo es necesario hacer uso de la magnetización termorremanente (TRM) que tienen la muestra. En los experimentos para conocer la paleointensidad del CMT de Thellier & Thellier (1959), Coe (1967), Kono & Ueno (1977), Yu et al. (2004), entre otros, se hace una aproximación lineal de la que se obtiene:

$$M_{TRM} = A H_{ant} \quad (1.3)$$

Donde se describe la dependencia de M_{TRM} con los parámetros de intensidad (A) y el campo magnético antiguo (H_{ant}). La constante "A" depende de los minerales magnéticos presentes en la roca, sus propiedades y de su concentración (que es desconocida).

Esta dependencia lineal (Ec. 1.3) de la intensidad del campo magnético terrestre es generalmente conocida como la ley de paleointensidad. El experimento de paleointensidad en el laboratorio está diseñado para determinar esta constante de proporcionalidad, por este motivo a la muestra se le da una nueva magnetización termorremanente M_{lab} (Yu et al., 2004), con un campo conocido, obteniendo:

$$M_{lab} = A H_{lab} \quad (1.4)$$

Donde A es la constante de intensidad y H_{lab} es el campo magnético, la constante controlada en el laboratorio. La combinación de ambas ecuaciones elimina la constante desconocida de proporcionalidad A y permite obtener el valor H_{ant} . La relación entre la intensidad antigua y la obtenida en laboratorio se puede visualizar mejor en la Figura 8. Esto requiere que A no cambie en el momento cuando de origine M_{TRM} y M_{lab} .

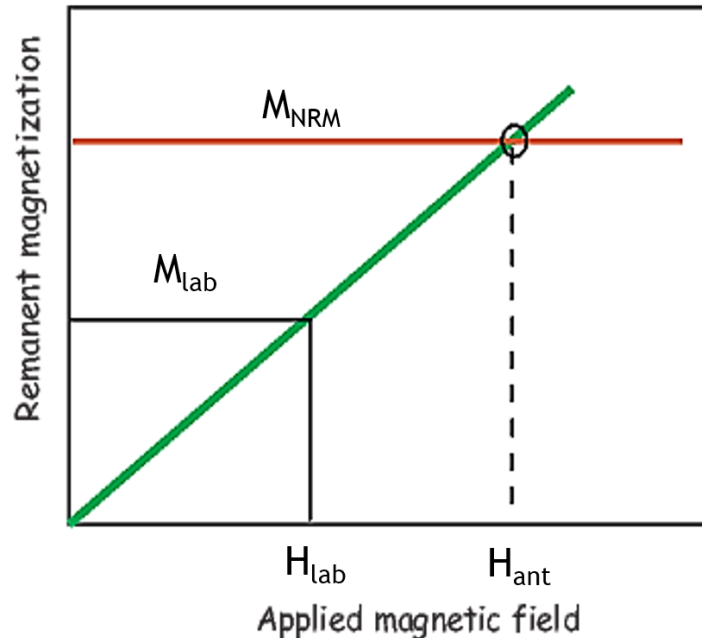


Figura 8. Principios de la estimación de paleointensidad. La magnetización remanente se supone lineal con el campo magnético. Si la pendiente se puede determinar a través de mediciones de laboratorio (M_{lab}/H_{lab}), entonces el NRM de una muestra dada, M_{TRM} , se puede asignar a una estimación del antiguo campo magnético H_{ant} . Modificado de Tauxe, (2014).

1.3. Paleomagnetismo como método de fechamiento

El fechamiento paleomagnético es una técnica que se ha utilizado para obtener la edad de las rocas a través de su registro del CMT. Actualmente solo es posible para edades de hasta 14 ka aproximadamente, en este caso se utilizó el modelo global de variación secular SHA.DIF.14K de Pavón-Carrasco (2014), válido para el Holoceno.

El programa en el código Matlab de Pavón-Carrasco (2011) genera una curva de variación secular para una región determinada a partir de un modelo de armónicos esféricos del CMT (SHA, por sus siglas en inglés) propuesto por Lanos (2004). Se hace una comparación de los datos paleomagnéticos obtenidos con la curva generada por el programa, utilizando funciones de densidad de probabilidad

(PDF, por sus siglas en inglés) de los elementos del CMT (declinación (D), inclinación (I) e intensidad (F)). Para encontrar la edad más probable de los datos obtenidos, se combinan las funciones PDF de los tres elementos del campo magnético terrestre Pavón-Carrasco (2011).

Esta técnica se utilizó para fechar 6 sitios de estudio: LF, CS y Tla (flujos de lava de volcanes monogenéticos), LCA y LCB (flujos de las derrumbadas) y B (bombas de cono de escoria). Para cada uno de ellos se obtuvieron la dirección media y la paleointensidad.

Capítulo 2 Geología del área de estudio

El área de estudio se sitúa en la Cuenca de Serdán Oriental, entre los estados de Puebla y Veracruz, de donde se seleccionaron 6 sitios en 6 unidades volcánicas para colectar muestras (Figura 9). Estos se nombraron de la siguiente manera:

- Ciudad Serdán (CS): Flujo basáltico ($18^{\circ}58.651' \text{ N}$, $97^{\circ}27.609' \text{ W}$)
- Bombas (B): Cono de escoria ($18^{\circ}58.515' \text{ N}$, $97^{\circ}29.106' \text{ W}$)
- Las Cuchillas A (LCA): Flujo basáltico ($19^{\circ}15.237' \text{ N}$, $97^{\circ}22.489' \text{ W}$)
- Las Cuchillas B (LCB): Flujo basáltico ($19^{\circ}15.778' \text{ N}$, $97^{\circ}22.150' \text{ W}$)
- La Fragua (LF): Flujo basáltico ($19^{\circ}17.464' \text{ N}$, $97^{\circ}19.233' \text{ W}$)
- Tlachichuca (TLA): Flujo basáltico ($19^{\circ}7.652' \text{ N}$, $97^{\circ}27.340' \text{ W}$)

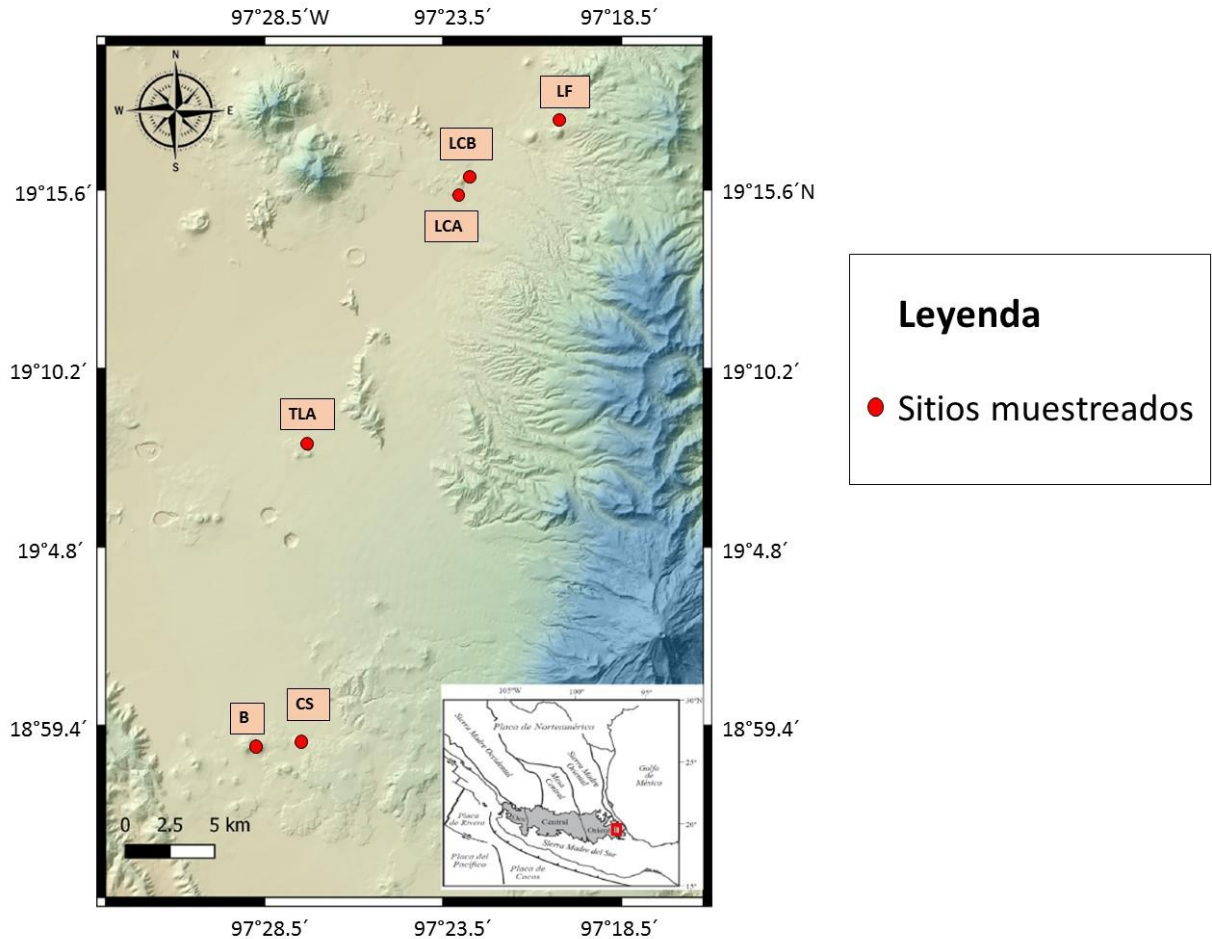


Figura 9. Los círculos morados señalan la distribución de los sitios muestreados en el área de estudio. El mapa es un modelo de elevación digital realizado en el programa QGIS. El recuadro muestra la ubicación de la región del mapa.

2.1. Cuenca de Serdán Oriental (CSO)

Existen distintos mecanismos que producen actividad volcánica en la superficie de la corteza continental como zonas de rift o sobre zonas de subducción. En México la zona con mayor actividad volcánica es la conocida como Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Fig. 10). La FVTM es un arco volcánico continental del Neógeno-Cuaternario con una longitud de ~1000 km y que muestra una gran variación en la composición de rocas y estilo volcánico. Además de una tectónica extensional de intra-arco (Ferrari et al., 2012).

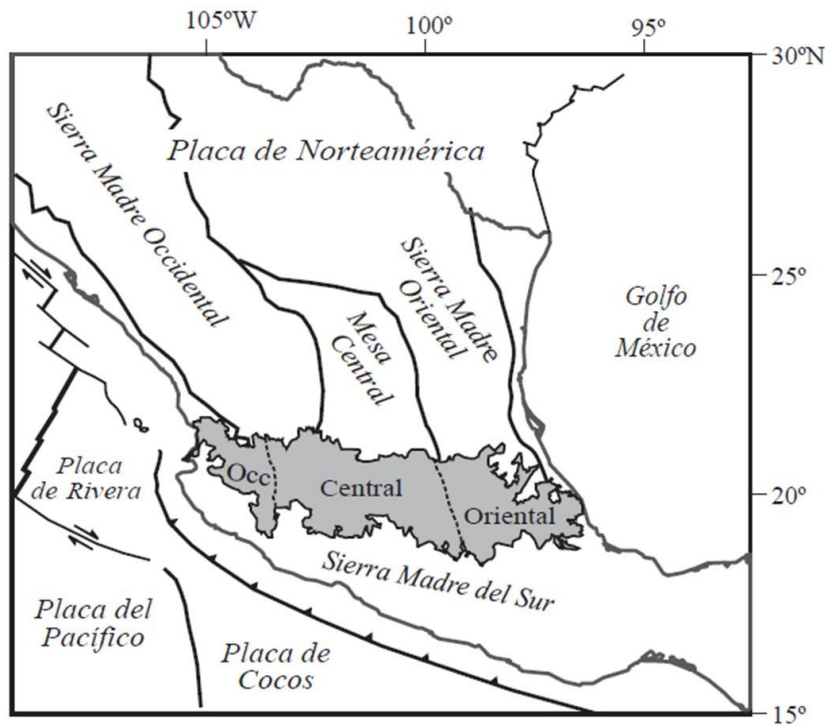


Figura 10. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM. Imagen tomada de Gómez-Tuena et al. (2005).

La FVTM es resultado de una zona de subducción de las placas tectónicas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica (Gómez-Tuena et al., 2005). Las zonas de subducción se crean cuando dos placas con densidades diferentes se mueven (convergen) una hacia otra y produce que la más densa se deslice por debajo de la de menor densidad (Frisch et al., 2011), en este caso Rivera y Cocos subducen por debajo de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana y esto ha producido un arco volcánico (Fig. 10). Sin embargo, no subducen con el mismo ángulo, mientras la placa de Rivera lo hace con un ángulo cercano a 50° , la placa de Cocos disminuye paulatinamente de los casi 50° hasta hacerse subhorizontal debajo de la porción central y la oriental de la FVTM, después

aumenta rápidamente hasta alcanzar nuevamente un ángulo de entre 45° y 50° bajo Chiapas (Pardo y Suarez, 1995).

La historia volcánica de la FVTM ha sido dividida en cuatro etapas principales de acuerdo con Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al, 2012: 1) un arco volcánico de composición intermedia, en el Mioceno temprano a medio, migra hacia el interior del continente; 2) un episodio del Mioceno tardío de vulcanismo máfico se mueve de oeste a este llegando al Golfo de México en 7 Ma; 3) último episodio silícico del Mioceno que se convirtió en bimodal (máfico-silícico) a principios del Plioceno y que marcó el comienzo de la migración hacia la trinchera del vulcanismo; 4) finalmente se estableció un arco volcánico donde la parte frontal está dominada por la fusión de la cuña del manto y la parte trasera caracterizada por rocas más diferenciadas o por lavas máficas casi sin evidencia de fluidos de subducción. Durante el Plioceno-Holoceno, el sector oriental de la FVTM se caracterizó por una diversa actividad volcánica y fallas regionales que formaron la Cuenca Serdán-Oriental (Ferrari et al., 2012).

La Cuenca Serdán-Oriental (CSO) se conforma parcialmente de material volcánico producido en el Cuaternario (Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Carrasco-Núñez et al., 2021), que pertenece a un sistema volcánico producido por subducción, y se caracteriza por la expulsión de material predominantemente basáltico y riolítico. Negendank et al. (1985) describe a la CSO como una cuenca con un drenaje interno y un paisaje plano dominado por arroyos efímeros, lagos poco profundos y salinos.

La CSO se caracteriza principalmente por un vulcanismo monogenético bimodal (andesita basáltica y riolita). Está delimitada al norte por la caldera de Los Humeros de aproximadamente 20 km de diámetro, que ha formado ignimbritas y depósitos de caída en la parte norte de la cuenca (Carrasco-Núñez, 2014); al sur por secuencias de calizas cretácicas fuertemente plegadas con un rumbo NW-SE del sistema de plegado Laramide (Negendank et al. 1985) y con una geometría horst y graben resultante de un régimen extensional (Rodríguez, 2005). El borde oriental está delimitado por el lineamiento de los estratovolcanes Pico de Orizaba y Cofre

de Perote, en la parte occidental por un conjunto volcánico que comprende un volcán andesítico del Mioceno (Cerro Grande) y un estratovolcán andesítico-dacítico del Pleistoceno (La Malinche) (Carrasco-Núñez et al., 2014).

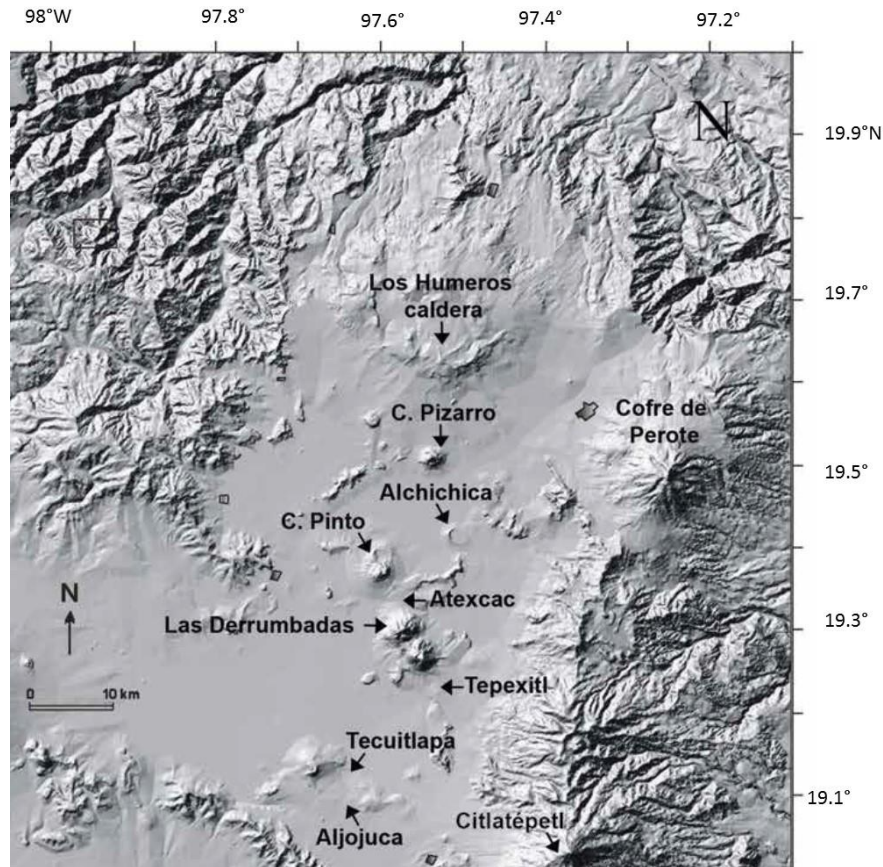


Figura 11. Modelo de elevación de la CSO con la ubicación de algunas estructuras volcánicas presentes en la CSO. Imagen de tomada de Carrasco-Núñez et al. (2014).

La actividad bimodal más reciente de la CSO está formada por numerosas estructuras de conos monogénéticos, anillos de toba, domos, maeres y flujos de lava de composiciones de basálticos a riolíticos (Carrasco-Núñez et al., 2014). Los conos de escoria, presentan alineaciones: E-W o EWE-WSW con edades del Pleistoceno Superior al Holoceno (Suter et al., 1992; Carrasco-Núñez et al., 2014) y NE-SW (Rodríguez, 2005) que coinciden con la orientación de los sistemas de fracturas y fallas más jóvenes en la región. La cadena volcánica al oriente de la CSO esta formada por grandes estratovolcanes con una orientación N-S (Demant, 1978) como son Cofre de Perote y Pico de Orizaba o Citlatépetl (Fig. 11). Los maeres

tienen una composición desde basáltica hasta riolítica, y se localizan en las partes media y sur, donde se encuentran los maares de Tecuitlapa y Atexcac con edades de 25,000 años (Chédeville et al., 2019). La distribución de los domos es dispersa en toda la CSO, un ejemplo son Las Derrumbadas o el Cerro Pizarrón (Fig.11) (Carrasco-Núñez, 2014). En la parte norte donde se encuentra la caldera de Los Humeros se encuentran varios flujos de lavas andesíticas a basálticas que Juárez-Arriaga et al. (2018) ha asociado con erupciones del Holoceno.

2.1.1. Características de los flujos de lava y conos de escoria

El área de estudio tiene un paisaje de origen volcánico, con un relieve compuesto por geoformas de este mismo origen (Zinck, 2012), que en este caso van desde conos de escoria y domos hasta geoformas resultado de hidrovulcanismo cómo mareas y calderas (Martí-Vicente, 1993). En este trabajo se muestrearon solo dos tipos de productos volcánicos: cinco flujos de lava y un cono de escorias.

Los flujos de lava son efusiones de magma que se distinguen por su extensión a lo largo de la pendiente del terreno donde se depositan, estos salen a través de fisuras o en forma de derrames de conos cineríticos o volcanes escudo (Lockwood & Hazlett, 2010). La composición de los flujos de lava depende de procesos petrogenéticos y pueden variar de basálticos a andesíticos. Es importante recalcar que los flujos de lava son parte de los productos de las erupciones volcánicas y que se podrían confundir con los domos, sin embargo, los domos suelen tener menor extensión y formas de cúpula (Kilburn, 2000).

Las características de los flujos de lava basáltica, en general, dependen de la viscosidad del magma, el ángulo de la pendiente por donde se transporta la lava, la tasa de expulsión del material durante la erupción, entre otras (Lockwood & Hazlett, 2010). La viscosidad es una propiedad muy importante ya que ésta es el factor principal para darle determinada forma y apariencia al flujo de lava, esto es la base para clasificar los flujos de lava de composición basáltica en tres categorías más comunes: *aa*, *pahoehoe* y almohadilladas, esta última no se ve en este trabajo.

Sin embargo, es muy importante tener en cuenta que un mismo flujo puede ser de más de un tipo ya que evoluciona conforme avanza sobre la topografía.

Los flujos en bloque o *aa* tienen una superficie fracturada lo que les da una apariencia de una corteza rota, sus frentes avanzan como unidades individuales, ya que está dividido en bloques. El frente del flujo en bloques tiene como característica lava solidificada que se desmorona y produce escombros, que se fragmentan para mantener el avance del flujo (Kilburn, 2000). El tiempo de emplazamiento puede variar meses de días a semanas.

Los flujos *pahoehoe* se extienden más rápido y logran formar superficies que suelen ser continuas alrededor y frente del flujo, formando paredes resistentes a fracturas que generalmente llegan a medir algunos metros de grosor, avanzan más rápido que los flujos *aa*. Debido a que al inicio del emplazamiento del flujo comienza a solidificarse suelen ser delgados y para continuar con su avance por el terreno forma lenguas que le permiten propagarse (Kilburn, 2000).

Los conos de escoria también son conocidos como conos de ceniza o tefra y son una de las geomorfologías más abundantes de la Tierra, estos se forman por la erupción de magma basáltico de baja viscosidad, generalmente en erupciones estrombolianas (Vespermann & Schmincke, 2000). Los conos de ceniza tienen una vida relativamente corta, pueden formarse en un solo episodio eruptivo y crecer en pocos días o como máximo en años, por esta razón son comúnmente denominados como monogenéticos. Los conos de escoria a menudo se agrupan en campos volcánicos a lo largo de fisuras en la periferia de volcanes complejos (Lockwood & Hazlett, 2010).

Los depósitos que se pueden encontrar en los conos son generalmente de grano grueso y están compuestos predominantemente por partículas de tamaño lapilli a bombas de más de 64 mm y partículas menores del tamaño de ceniza, mientras que los clastos más comunes son escoria (con hasta un 60% de vesicularidad) y vidrio vesicular (de basalto a andesita), y en ocasiones arrojan flujos de lava (Vespermann & Schmincke, 2000). Al igual que en los flujos de lava la morfología de los conos de escoria depende de algunos factores, como el volumen

del material erupcionado, velocidad media y ángulos de eyección, tamaño de partículas e intercalaciones freatomagmáticas. Los conos de escoria varían de 0.25 a 2.5 km de diámetro basal y su altura varía desde unos pocos metros hasta un poco más de 400 m. En la mayoría de los casos, los conos producen flujos de lava (Vespermann & Schmincke, 2000). Los conos de ceniza son en su mayoría de composición basáltica, por lo que tienden a ser de color casi negro cuando son jóvenes, aunque la oxidación a altas temperaturas, por expulsión de nuevo material, puede volver sus laderas y cumbres de color rojo ladrillo (Lockwood & Hazlett, 2010).

Capítulo 3 Planteamiento del problema

3.1. Antecedentes

Los estudios paleomagnéticos de rocas volcánicas son muy importantes para obtener las componentes del CMT antiguo (Butler, 1992). Para conocerlas se realizan diferentes experimentos en el laboratorio, y dependiendo de los resultados se realizan experimentos de desmagnetización progresiva para determinar la dirección característica de la unidad estudiada. En el caso de los flujos de lava permite realizar fechamientos paleomagnéticos para obtener la edad de la roca. Una característica que deben cumplir los sitios para realizar este tipo de estudio es que deben tener una edad menor a 14 ka, ya que no existen modelos de la variación secular para tiempos anteriores con lo que se pueda comparar un registro paleomagnético (Pavón-Carrasco, 2014).

En los trabajos de Urrutia-Fucugauchi et al. (1993), González-Naranjo et al. (2012), Böhnelt et al. (2016), Mahgoub et al. (2017a), Juárez-Arriaga et al. (2018), Cifuentes-Nava et al. (2019) y Rodríguez-Trejo et al. (2019) se muestra el estudio de flujos de lava de diferentes campos volcánicos de México, en ellos se realizaron fechamientos paleomagnéticos después de obtener su respectivo estudio de propiedades magnéticas. Todos estos trabajos en México, utilizaron el modelo de predicción de campo geomagnético SHA.DIF.14K de Pavón-Carrasco (2014) con el que a partir de la inclinación, declinación e intensidad obtenidas con el estudio de sus muestras se realizaron fechamientos paleomagnéticos.

Para corroborar los resultados obtenidos se comparan con fechamientos previos de C^{14} , Potasio-Argón, entre otros o con referencias a eventos volcánicos bien documentados por el ser humano, por lo que de esta forma el resultado es aceptable.

Tomando todo lo anterior en cuenta, se seleccionó a la CSO para muestrear diferentes productos volcánicos y realizar el estudio paleomagnético. En el trabajo de Negendank et al. (1985) y Carrasco-Núñez (2014) se menciona que existe actividad volcánica en la CSO perteneciente al Plioceno Superior-Holoceno, por lo que al ser actividad con posibles edades menores a 14 000 años (límite del modelo SHA.DIF.14K), se seleccionaron 6 sitios de estudio. Sin embargo, la selección de sitios se realizó solamente con el trabajo de Negendank et al. (1985), ya que contaba con un mapa específico de estructuras volcánicas monogenéticas clasificadas con edades del Holoceno.

Se buscaron fechamientos por otros métodos en trabajos preexistentes de los sitios seleccionados, sin embargo, no se encontró ninguno. En este trabajo se obtendrán las propiedades magnéticas y se caracterizará el paleomagnetismo de los 6 sitios, esperando que sea posible realizar un fechamiento paleomagnético con el modelo de VS de campo magnético SHA.DIF.14K y obtener un resultado favorable.

3.2. Hipótesis

Los sitios estudiados pertenecen a conos de escoria y flujos de lava con edades holocénicas por lo que su dirección e intensidad podrán ser determinadas por las metodologías de laboratorio y en algunos de los sitios proporcionarán las tres componentes del vector del campo magnético, de esa manera se fecharán a partir del modelo global de variación secular SHA.DIF.14K.

3.3. Objetivo general

Obtener datos paleomagnético de calidad de volcanes ubicados en la Cuenca de Serdán Oriental en Puebla, para determinar su edad por medio de fechamientos paleomagnéticos.

3.3.1. Objetivos particulares

- Realizar experimentos de magnetismo de rocas, tales como: susceptibilidad magnética, histéresis magnética y curvas termomagnéticas.
- Calcular el vector paleomagnético total (Declinación, D; Inclinación, I; Intensidad, F) de las muestras obtenidas.
- Realizar fechamientos paleomagnéticos a partir de los datos paleomagnéticos generados y compararlos con el modelo global de variación secular SHA.DIF.14K.
- Comparar los fechamientos paleomagnéticos obtenidos con fechamientos existentes por otros métodos.

Capítulo 4 Metodología

Se realizó una búsqueda bibliográfica para encontrar potenciales sitios de estudio y con el trabajo de Negendank (1985) se seleccionaron volcanes monogenéticos con edades menores a 20,000 años. Para realizar el muestreo en campo se consideró que cada afloramiento estuviera *in-situ*, es decir, sin algún desplazamiento post-emplazamiento, y que fueran zonas donde las rocas no estuvieran en contacto con otro.

Se localizaron 6 sitios de muestreo (Fig. 9) nominados CS, B, LCA, LCB, LF y TLA. En cada uno se perforaron entre 8 y 14 núcleos orientados, posteriormente se cortaron en especímenes de 2.2 cm y se sometieron a experimentos de curvas de histéresis, curvas termomagnéticas y de paleointensidad. A continuación, se describe cada paso de manera más extensa.

4.1. Trabajo de Campo

Con una perforadora de gasolina se extrajeron de 8 a 14 núcleos distribuidos a lo largo de cada afloramiento, con una separación aproximada de 1 a 2 metros entre núcleo, siendo un total de 74. En el caso del sitio Bombas el muestreo se realizó en 6 bombas del cono de escoria con separaciones de más de 3 metros entre cada una de ellas.

Cada núcleo se orientó con respecto al plano horizontal y norte geográfico por medio de un inclinómetro, la brújula magnética, así como el azimut solar a partir de una brújula solar (Fig. 12).

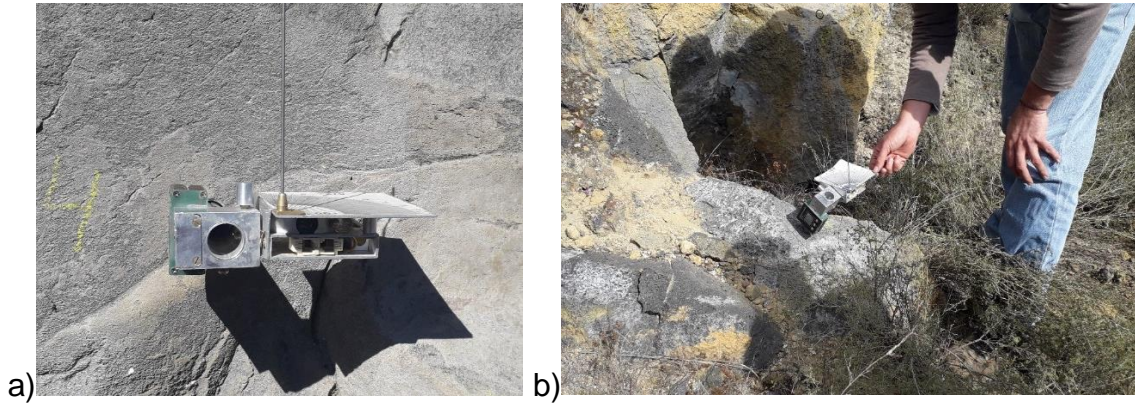


Figura 12. En a) Inclinómetro utilizado para registrar el buzamiento de los núcleos mientras que con b) la brújula solar se obtiene el azimut solar.

4.2. Trabajo de laboratorio

Los núcleos se cortaron en especímenes de un largo de 21mm (estándar) y se obtuvieron entre 1 y 6 por cada uno (Fig. 13). Los estudios paleomagnéticos se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo, en el Centro de Geociencias, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Campus Juriquilla, Querétaro.

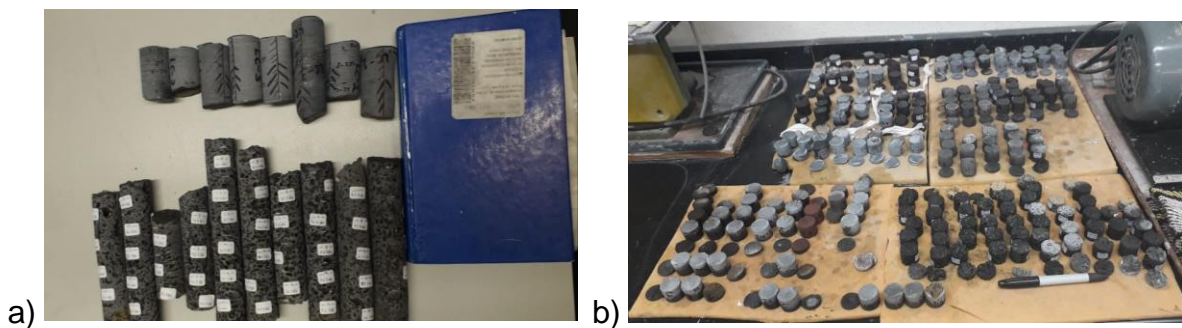


Figura 13. En a) se muestran algunos núcleos obtenidos en campo y en b) se observan los especímenes cortados de cada uno de ellos.

4.2.1. Equipo de laboratorio

Susceptibilidad Magnética

Para conocer esta propiedad magnética en las muestras, se realizaron mediciones a los especímenes con el equipo SM 150H (Fig. 14). Este aparato normaliza la susceptibilidad magnética por masa o volumen y permite medir con una variación de frecuencias del campo magnético de 16 Hz a 512 kHz, y en un campo magnético de 10 A/m a 80 A/m. La resolución que maneja es de 1×10^{-5} SI.



Figura 14. Susceptibilímetro SM 150H.

Ciclos de Histéresis

Para conocer los ciclos de histéresis y las curvas de IRM de las muestras se utilizó el MicroMag 2900 AGM/VSM Magnetometer, Princeton Measurement

Corporation. Se utilizó a temperatura ambiente, y se aplicó un campo de 1T. La sensibilidad del magnetómetro es de $5 \times 10^{-9} \text{Am}^2$ y los parámetros de magnetización remanente y magnetización de saturación se normalizaron por la masa de cada muestra.

Curvas Termomagnéticas

Para realizar las curvas termomagnéticas se utilizó ~0.5 g de roca molida de cada muestra en la balanza de Curie (Fig. 15). Este equipo cuenta con un electroimán que genera un campo magnético de 0.5 T, y un horno que puede alcanzar más de 700 °C, la velocidad de calentamiento y enfriamiento fue de aproximadamente 22 °C por minuto.

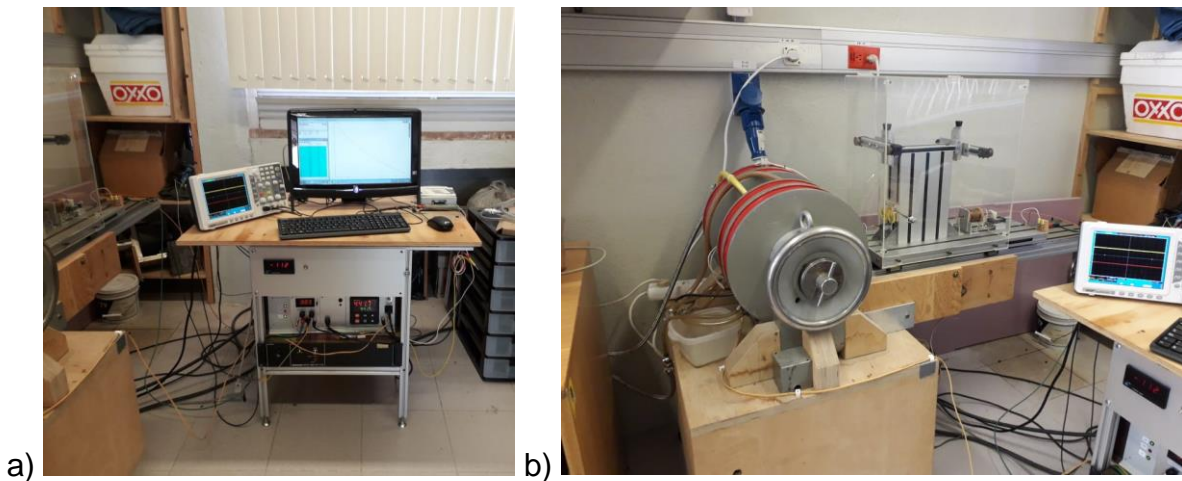


Figura 15. Equipo de balanza de Curie en a) se aprecia el osciloscopio y la fuente de poder, en b) se muestra la bobina del electroimán y el cuerpo de la balanza.

Desmagnetización por Campos Magnéticos Alternos (AF)

Para realizar este procedimiento se utilizó el equipo LDA-3A (AGICO) (Fig. 16a), con el cual cada espécimen se expuso a un campo magnético alterno con una amplitud que aumentó progresivamente (3, 5, 10, 12, 15, 20, 30, 40, 55, 65 y 75 mT). Así se pudo determinar la dirección característica de la magnetización remanente registrada en las muestras y determinar la composición vectorial de la NRM. Esto permite separar la magnetización adquirida al momento de su enfriamiento y de las demás componentes magnéticas, si es que están presentes.

Junto con el equipo anterior se utilizó el magnetómetro Spinner JR5 (AGICO) con blindaje magnético (Fig. 16b), con el que se midió la magnetización remanente natural (NRM, por sus siglas en inglés) al inicio de este procedimiento y en cada paso de desmagnetización.

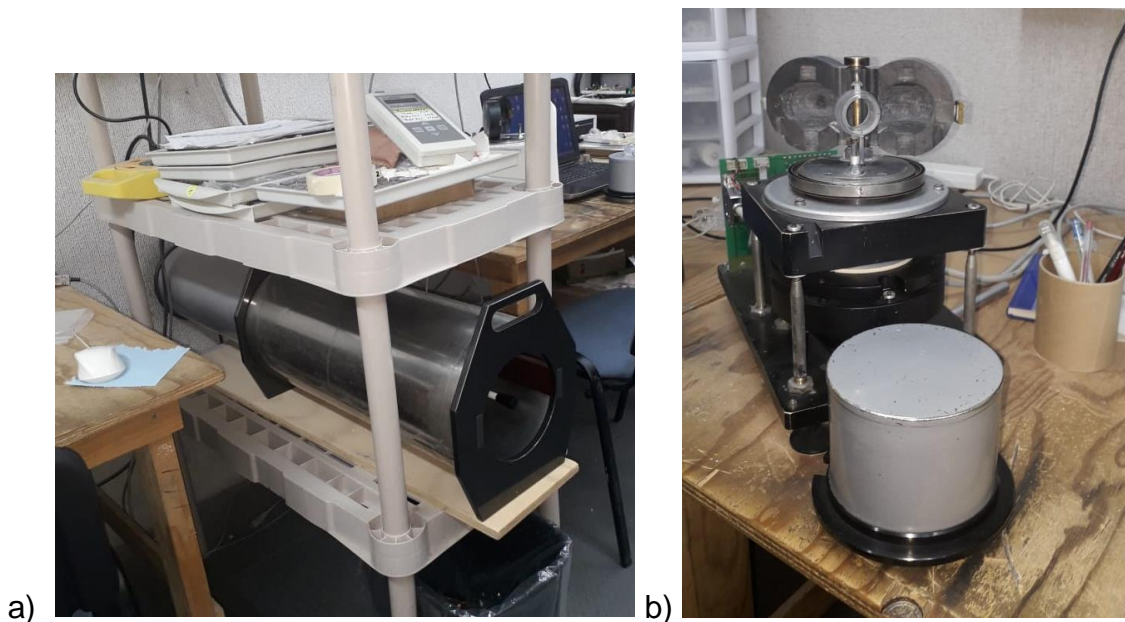


Figura 16. a) Desmagnetizador por campos magnéticos alternos LDA-3A (AGICO), b) magnetómetro JR5.

Paleointensidad

Para determinar la paleointensidad de cada sitio se utilizó el protocolo IZZI-Thellier (Tauxe & Staudigel, 2004), realizando experimentos de doble calentamiento. Se seleccionaron los núcleos de cada sitio que tuvieran más de un espécimen con el fin de replicar el experimento en caso de ser necesario. Los especímenes se calentaron y se enfriaron en el horno ASC TD-48 (Fig. 4.7), a diferentes temperaturas (100, 200, 250, 300, 340, 370, 400, 440, 470, 500, 530 y 560 °C), y se llevaron a cabo de 20 a 30 pasos de calentamiento para cada espécimen. Siguiendo la metodología se utilizó un campo magnético de laboratorio de 50 μ T para los pasos necesarios.



Figura 17. Horno ASC TD-48.

Fechaamiento paleomagnético

México no cuenta con un modelo de fechaamiento paleomagnético, por lo que el uso del modelo global de variación secular SHA.DIF.14K es una de las mejores opciones. Sin embargo, para conocer las edades de los sitios también se necesita conocer otros factores, como los fechaamientos previos de otros trabajos, mención de la actividad volcánica en referencias históricas, columnas estratigrafías, etc., ya que de esta manera se puede restringir el intervalo de edades probables para el sitio. En casos que no cuentan con esta información el método puede arrojar más de una edad y no resultar en un fechaamiento paleomagnético certero.

Capítulo 5 Resultados

Para procesar y visualizar los datos obtenidos en el laboratorio se utilizaron los siguientes softwares:

- Gráficas de NRM vs susceptibilidad, se utilizó OriginPro 9.0
- Curvas termomagnéticas se utilizó el software RockMagAnalyzer y posteriormente RStudio para graficarlas.
- Los diagramas de proyecciones ortogonales de Zijdelveld (1967) y las proyecciones estereográficas, se utilizó Remasoft 3.0 (AGICO) para visualizarlos.
- El vector de dirección (declinación e inclinación) de cada muestra se utilizó el programa PMGSC 4.2 (Enkin, 2005). Posteriormente para las direcciones medias de cada sitio se utilizó Paleomag-Tools 4.2 de Mark Hounslow donde se usa estadísticas de Fisher (1953).
- Para las paleointensidades se utilizó el programa ThellierTool MFC (Leonhardt et al., 2004).
- Los fechamientos se realizaron con el código de Matlab archeo_dating de Pavón-Carrasco et al. (2011, 2014).

5.1. Propiedades magnéticas

5.1.1. Susceptibilidad magnética

Al conocer esta propiedad se obtuvieron los diagramas NRM vs Susceptibilidad magnética de cada sitio (Fig. 18), para su análisis se tomó en cuenta el índice de Koenigsberger (Q) (Stacey et al., 1967). La relación entre los diagramas y Q es una forma de conocer la estabilidad magnética del sitio de estudio y saber si es viable para su estudio paleomagnético. En este caso el índice Q es mayor a 1 en todas las muestras, a excepción de un espécimen en LCA, y menor a 100, por lo

que se obtuvo que los sitios cuentan con una estabilidad magnética adecuada para realizar el estudio paleomagnético. En la figura 18, los sitios CS y TLA tienen una tendencia lineal con respecto a la susceptibilidad magnética que se relaciona con la variación relativa de minerales ferromagnéticos a lo largo del afloramiento, ya que se trata de dos flujos de lava que fueron muestreados de manera lateral. Los sitios B, LCA y LF muestran una distribución mayormente agrupada, mientras el sitio LCB muestran variaciones importantes de la NRM con pocos cambios de la susceptibilidad que puede estar provocada por la influencia de un rayo (Fig. 18).

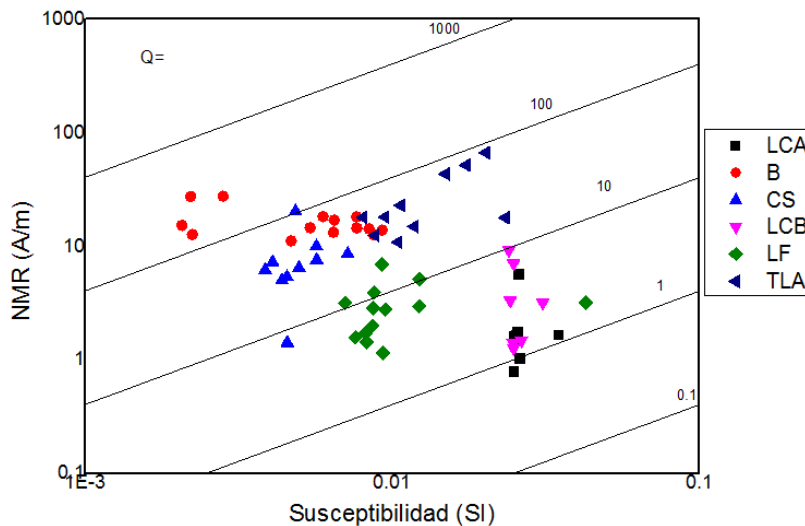


Figura 18. Una manera de conocer la estabilidad magnética de un sitio es a través de Diagrama NRM vs susceptibilidad magnética. Las líneas con las constantes 0.01, 1, 10 y 100 representan el índice de Koenigsberger (Q). Para los 6 sitios estudiados, se observa que la mayoría de los sitios se concentran entre $100 > Q > 1$. Una muestra del sitio LCA presenta un valor de $Q < 1$ mientras los valores más altos son de muestras del sitio B.

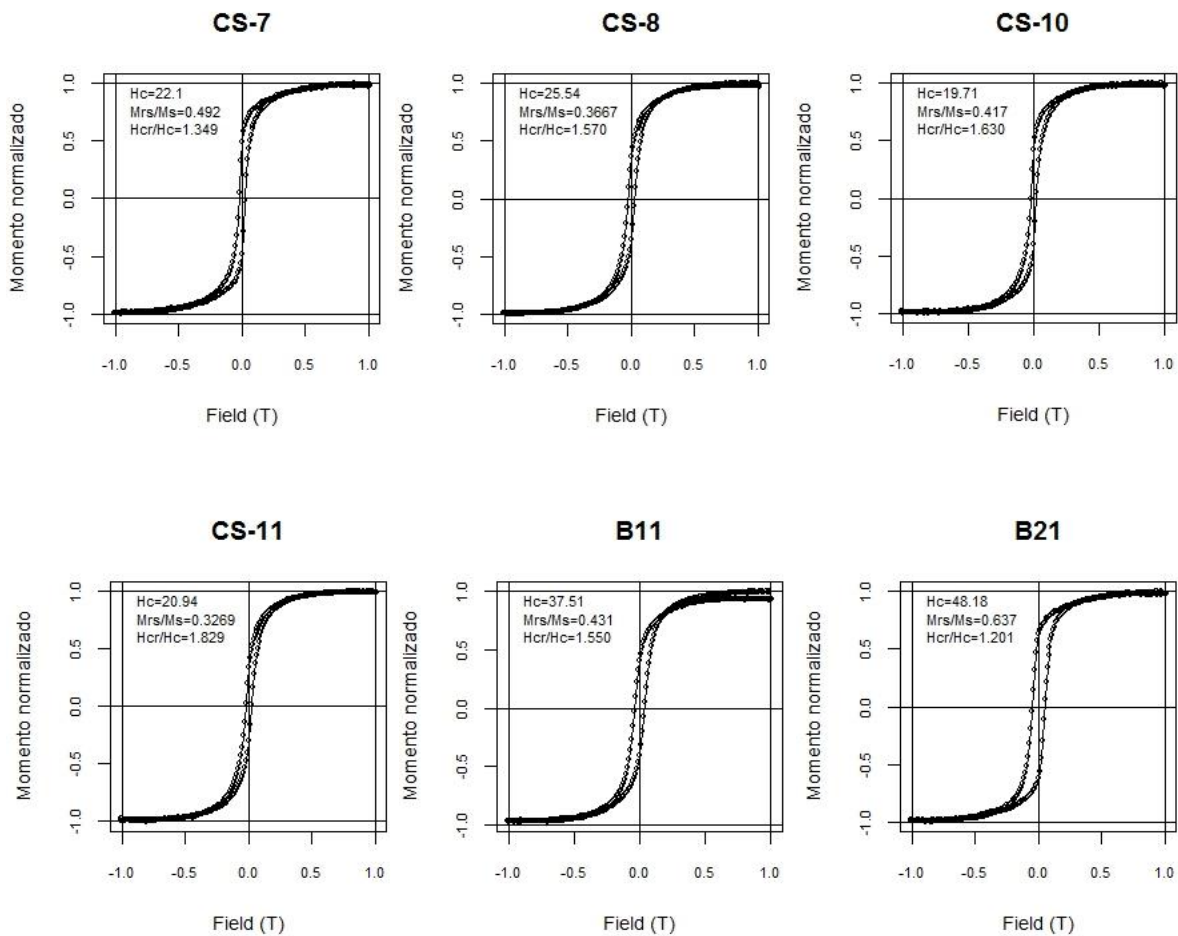
5.1.2. Ciclos de histéresis

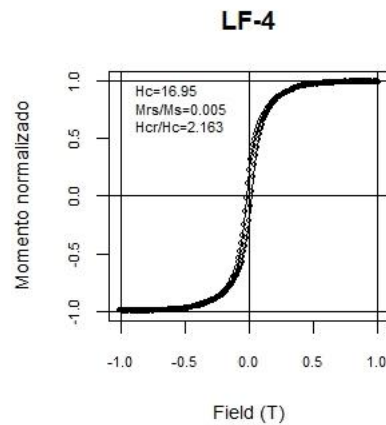
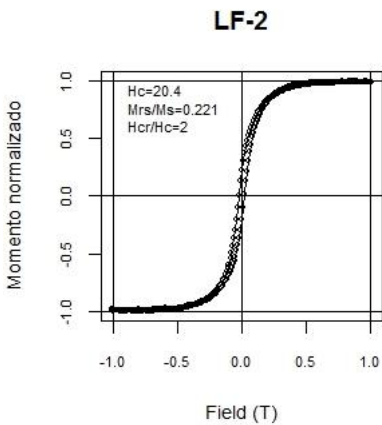
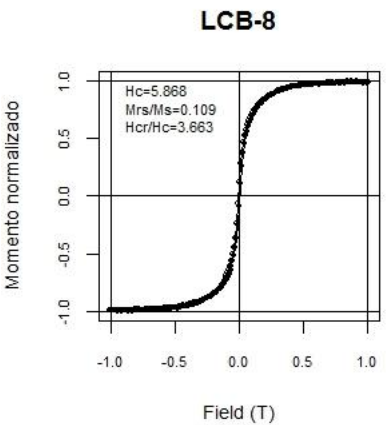
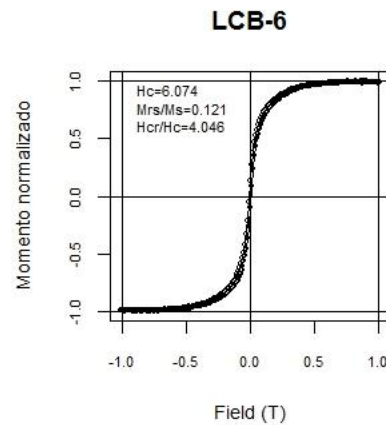
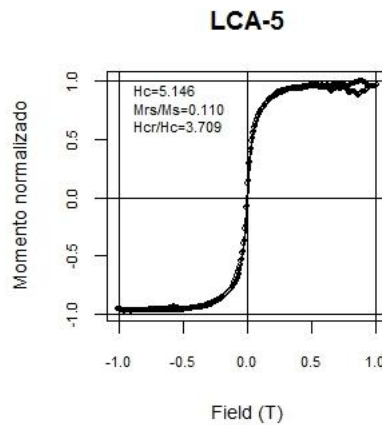
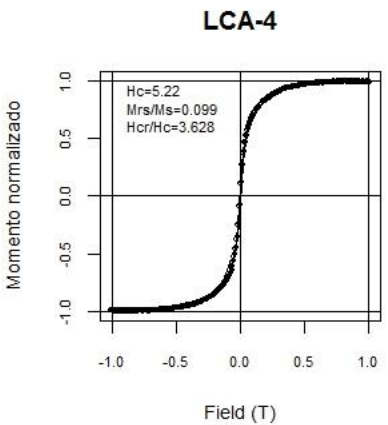
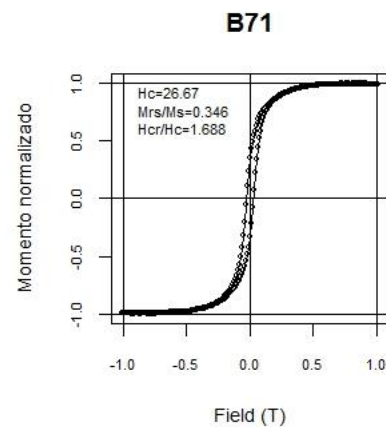
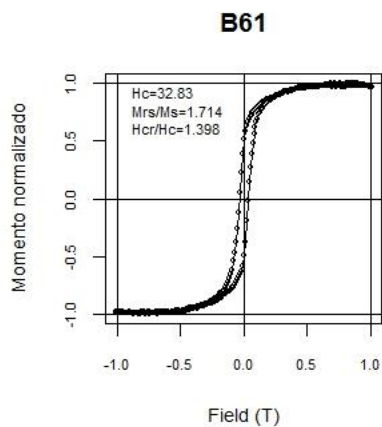
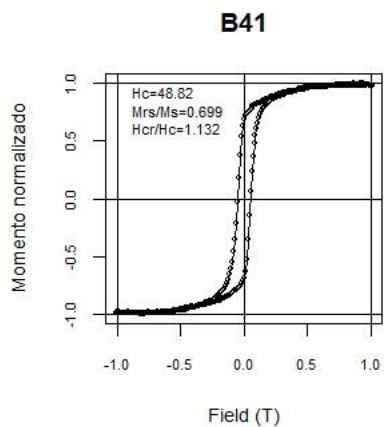
Conocer las curvas de histéresis de cada muestra permite saber el comportamiento de la roca al inducirle un campo magnético, caracterizar el tamaño de las partículas magnéticas que la componen y el dominio magnético al que pertenecen. También permite reconocer si hay mezclas de partículas de diferente coercitividad. En la figura 19 se observan las curvas de histéresis obtenidas en el laboratorio para los especímenes seleccionados de cada sitio.

Los ciclos de las muestras de los sitios CS, LCA, LCB, LF y TLA en su mayoría son estrechos (Fig. 19), esto indica que estos sitios tienen tamaño de grano mayores y una menor coercitividad, respecto al sitio B, donde sus ciclos tienden a ser más anchos (Fig. 19), y por lo tanto indica tamaño de grano más pequeño y coercitividades altas (Dunlop et al., 2002). Se observa que el valor promedio de H_c para los sitios son: CS ~20 mT, B ~30 mT y ~48 mT, LCA y LCB ~5 mT, LF ~16 mT, TLA ~15mT y ~30 mT. Tomando en cuenta el trabajo de Tauxe et al., (1996) algunas muestras se pueden clasificar con ciclos ligeramente *wasp-waisted* (CS-7, CS-10, B61, TLA-10, TLA-14) y otras con tipo *pot-bellied* (CS-8, B-41, LF-2, TLA-4, TLA-6). Esta clasificación permite conocer que existe dos fases de minerales en las muestras con ciclos *wasp-waisted*, mientras las tipo *pot-bellied* con una sola fase. Los ciclos de histéresis se cierran a campos menores a 0.25T, lo que también es un indicador de presencia de minerales como magnetita y titanomagnetita (Dunlop et al., 2002), la mineralogía magnética de los sitios se ve con más detalle en el siguiente experimento.

En la figura 20 se muestra el diagrama de Day, construido a partir de la relación H_{cr}/H_c y M_{rs}/M_s , en el que se observa la distribución de las muestras en los dominios magnéticos. De acuerdo a Day et al. (1977), el comportamiento promedio de los especímenes muestra una tendencia a ser PSD (Fig. 20), pero también puede ser una mezcla de cristales tipo SD y MD. La mayoría de las muestras se encuentran dentro de PSD, a excepción de 2 muestras del sitio B que pertenecen al campo SD y 1 de LF al MD. La relación M_{rs}/M_s en las muestras de los 6 sitios es < 0.5 , lo que

indica a un tamaño de grano de 1 a 10 μm (Dunlop et al., 2002). La mayoría de las muestras en el diagrama de Day se encuentran agrupadas en la parte izquierda superior del rango de PSD sobre las líneas de mezclas de SD+MD, lo que indica una coercitividad alta, por lo que sumado al resto de características obtenidas en este experimento se determinaron como sitios con una estabilidad magnética viable para obtener los datos de dirección y de intensidad.





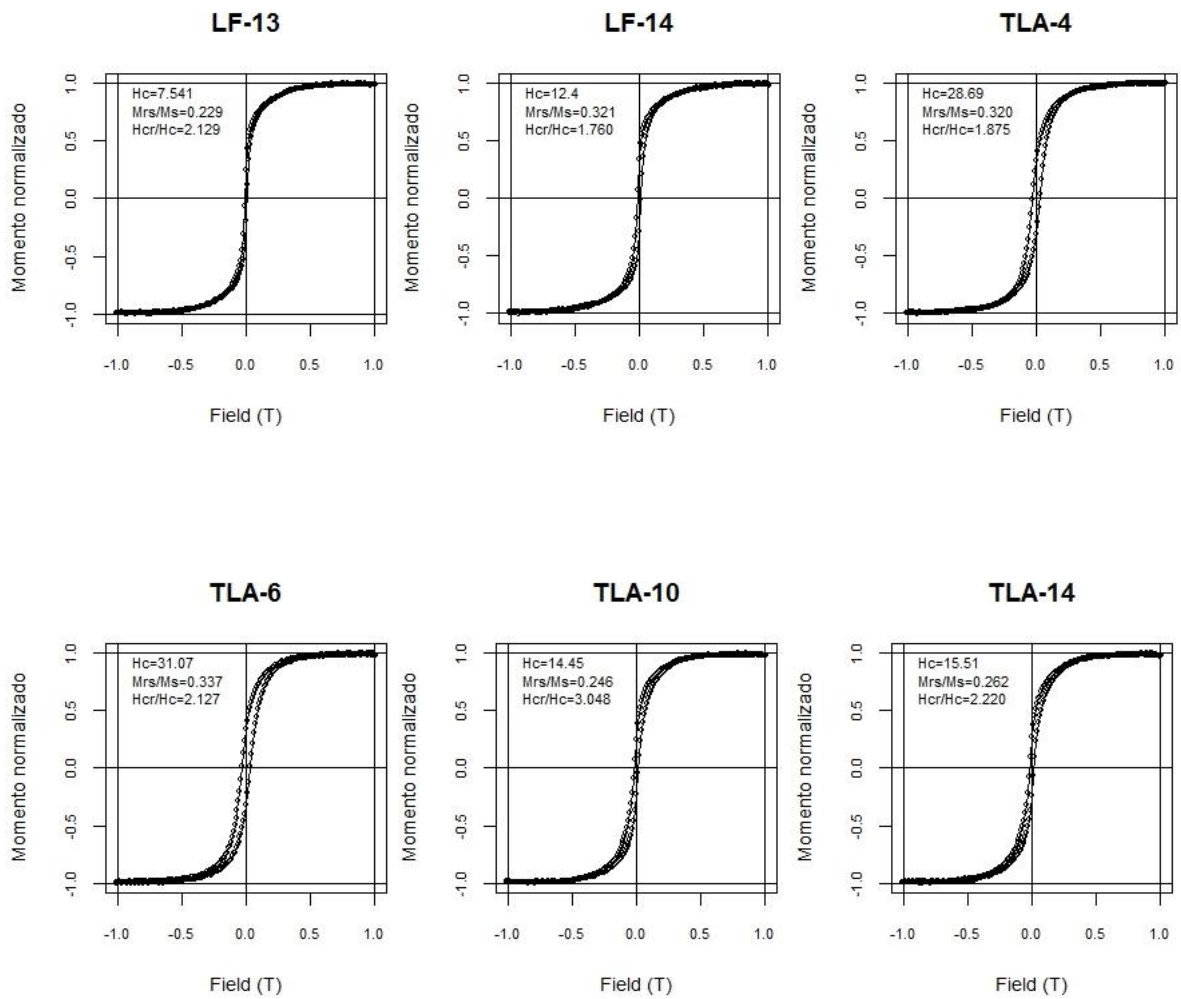


Figura 19. Ciclos de histéresis realizados a especímenes de cada sitio. Estos se muestran corregidos de la contribución paramagnética y normalizados.

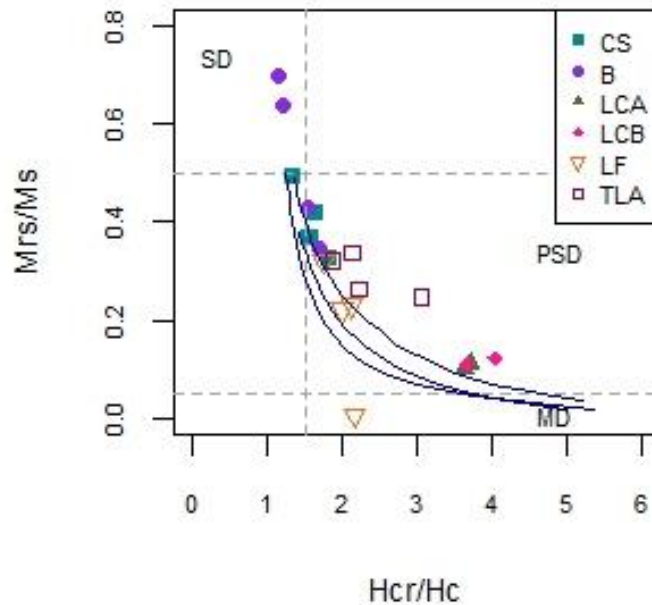


Figura 20. Con el diagrama de Day se observa el dominio magnético al que pertenece cada sitio. Las líneas punteadas marcan el límite de cada dominio magnético mientras que las líneas negras muestran el comportamiento teórico de las curvas de mezcla de SD+MD calculadas en Dunlop (2002).

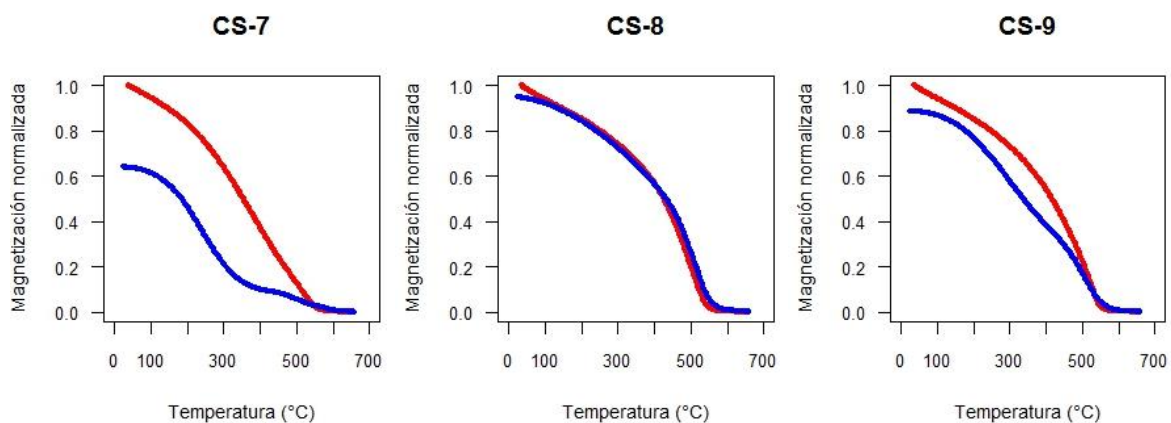
5.1.3. Curvas Termomagnéticas

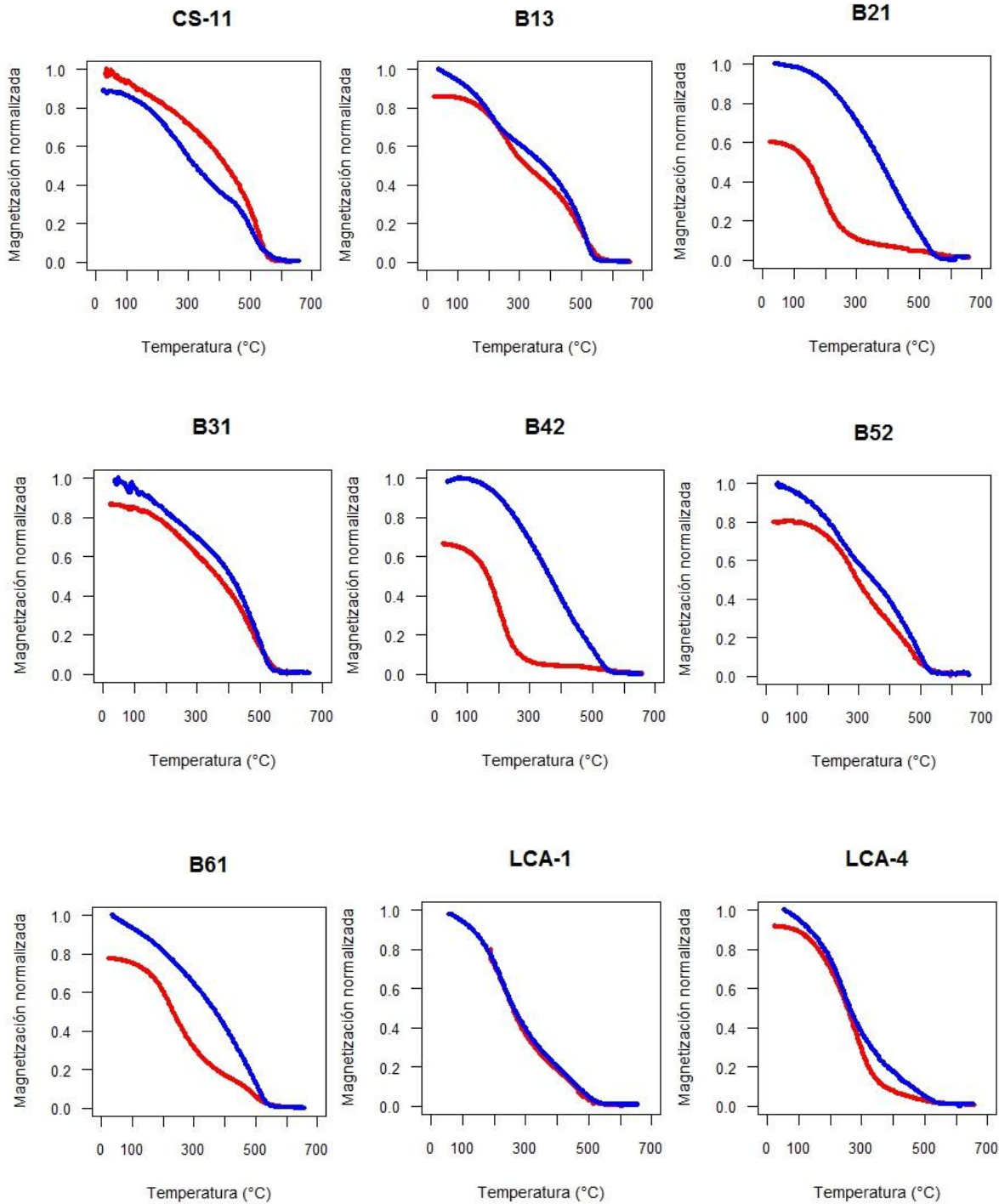
Con el programa para encontrar las T_c en cada curva se utilizó el método adecuado (doble derivada según Moskowitz (1981)) dependiendo de la forma de la curva. Los resultados obtenidos (Fig. 21) con estos experimentos revelaron que la mayoría de las muestras tienen como mineral portador de la magnetización a la titanomagnetita, esta se encuentra con intervalos de temperatura de Curie de 214 a 349°C y de 511 a 579°C (Tabla 2). El comportamiento general de las curvas muestra

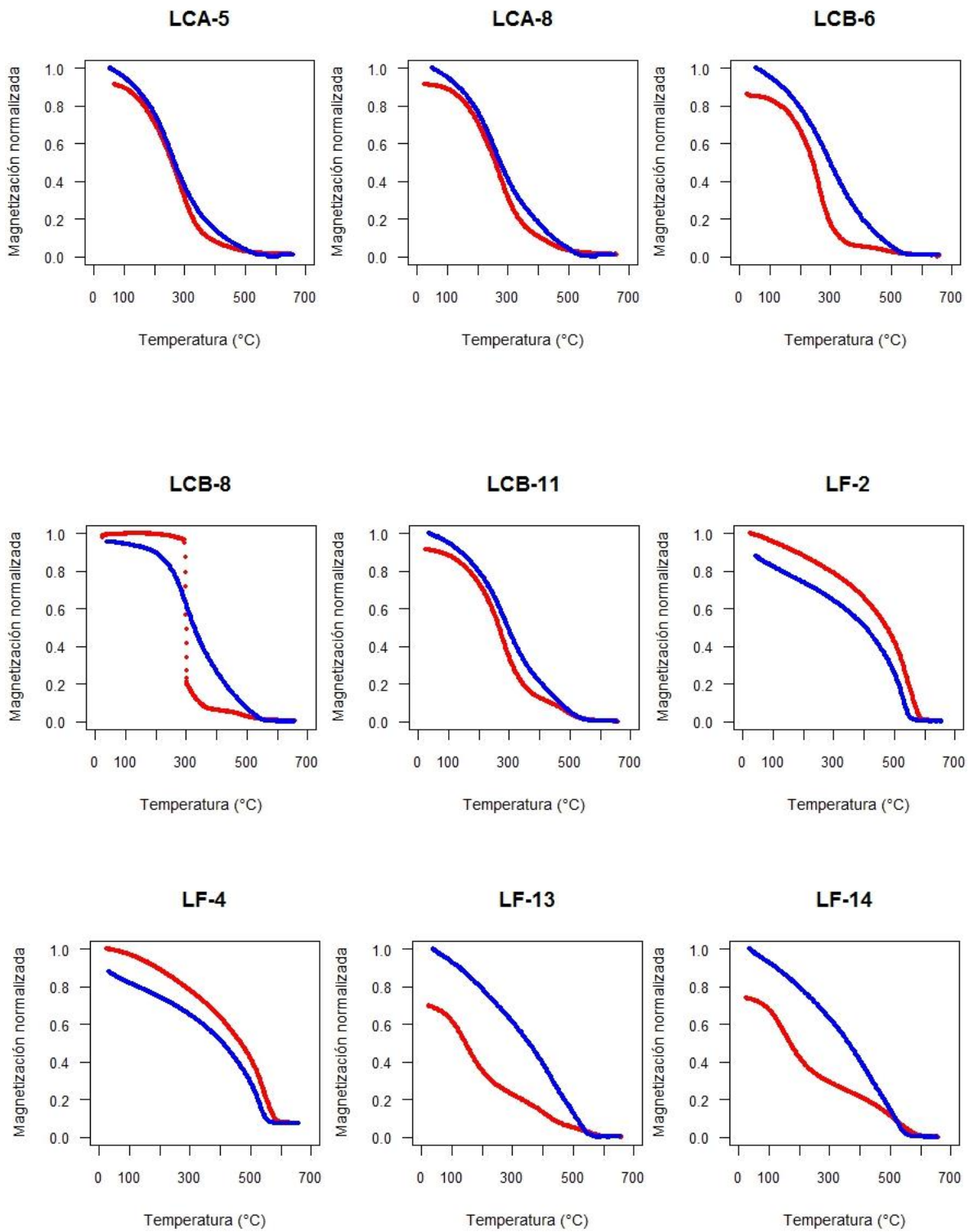
uno o dos puntos de inflexión a lo largo de ella, esto se traduce a la presencia de uno o dos tipos de minerales ferromagnéticos, como titanomagnetita alta o baja en Ti. Lo anterior va de acuerdo a la variación mineralógica presente en una roca, y la posible oxidación de algunos minerales a altas temperaturas.

Las dos especies de titanomagnetita presente en las muestras se diferencian por la concentración de titanio (Ti), por lo que son denominadas titanomagnetita de alta concentración de Ti y de baja concentración de Ti. La concentración del Ti es determinante para la variación de la temperatura de Curie en los cristales de minerales magnéticos.

El rango de temperatura de la titanomagnetita con baja concentración de Ti va de los 500 a 580 °C (Porreca et al., 2008) (CS-7, CS-8, CS-9, CS-11, B13, B21, B31, B52, B61, LCA-1, LCB-11, LF-4, LF-13, LF-14, TLA-6, TLA-10, TLA-14), mientras que la de alta concentración de Ti va de 200 a 350 °C (B13, B21, B42, B31, LCA-4, LCA-5, LCA-8, LCB-6 LCB-8, LCB-11, LF-13, LF-14, TLA-10), las muestras con T_c igual 580° presentan magnetita (LF-2, TLA4, TLA-10).







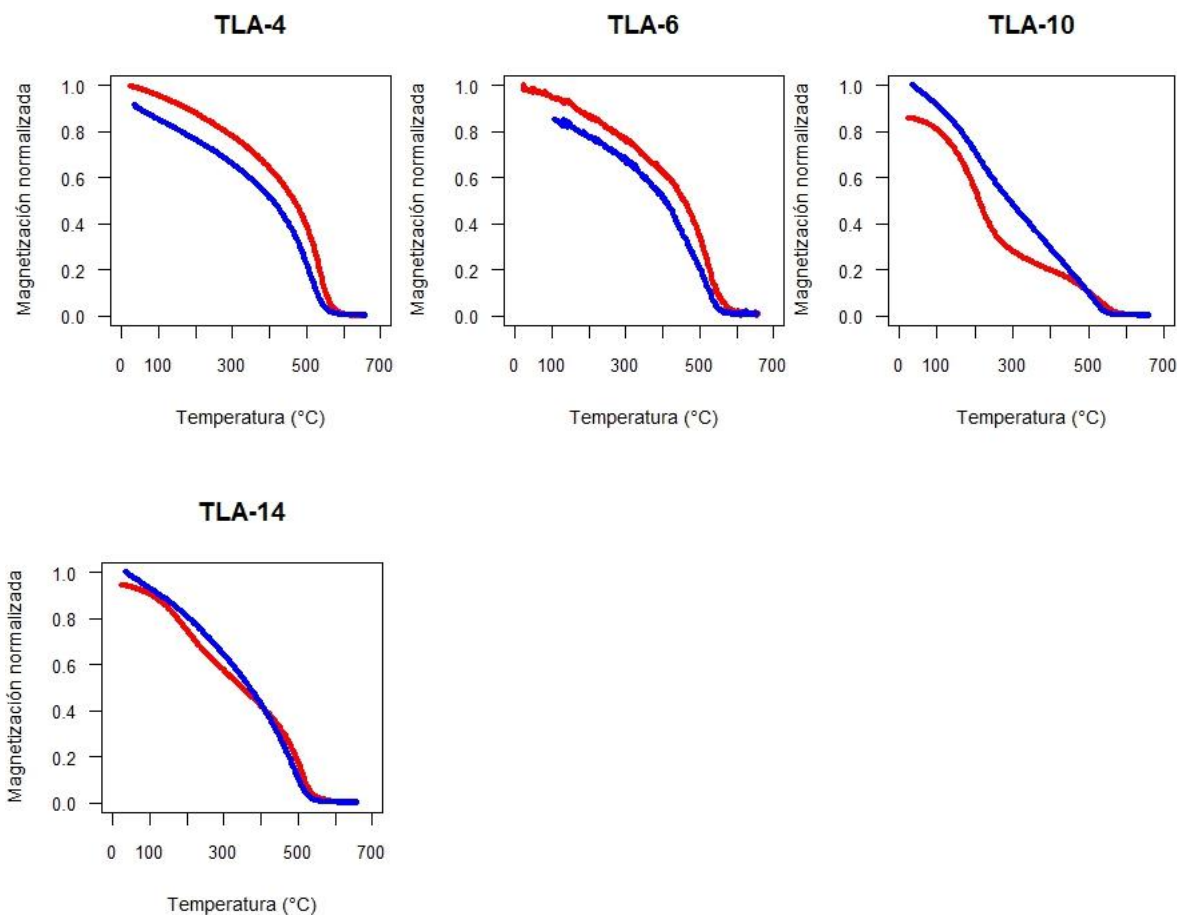


Figura 21. Curvas termomagnéticas obtenidas en un campo de 500 mT y hasta 650 °C. Las líneas rojas muestran la curva de calentamiento mientras que las azules las curvas de enfriamiento. Se seleccionaron entre 3 y 4 especímenes por sitio, en el caso del sitio B se realizó para un espécimen por bomba. La curva de la muestra LCB-8 tiene un decaimiento de la magnetización repentino, por lo que es posible que se deba a un error experimental.

Para un mejor análisis de las curvas se categorizaron en cuatro tipos (Figura 22, Tabla 2). Las muestras pertenecientes al Tipo 1 presentan una sola fase de mineral magnético, ya sea titanomagnetita con alta concentración en Ti o con baja concentración de Ti. Se caracterizan por ser reversibles, y estas muestras no son

afectadas por el calentamiento y por lo tanto tienen una alta estabilidad térmica, la mayoría de las muestras pertenecen a esta clasificación (Tabla 2).

Las curvas del Tipo 2 presentan una sola fase mineral, sin embargo, son irreversibles, por lo que al momento de calentamiento y enfriamiento se reactivaron procesos de oxidación (como en el caso de CS-7) y de exsolución (en el caso de B42). En este caso el Ti migra del mineral magnético original para formar parte de titanomagnetita rica en Ti y pobre en Ti, respectivamente (Böhnel, 2016).

En la categoría de Tipo 3 se encuentran las curvas que presentan dos fases de minerales magnéticos, uno de baja y otro de alta T_c , además de ser reversibles. Las curvas de la categoría Tipo 4 presentan dos fases de minerales magnéticos, sin embargo, son irreversibles. En este caso la curva de enfriamiento presenta solo titanomagnetita con baja concentración de Ti.

Las curvas termomagnéticas además de mostrar la mineralogía magnética presente en los especímenes permiten analizar la estabilidad magnética al calentarlas. La mayoría de las curvas de los 6 sitios pertenecen a los Tipos 1 y Tipo 3, y la mineralogía magnética pertenece a titanomagnetita y magnetita, por lo que la estabilidad de las muestras estos sitios, para continuar con los experimentos de paleointensidad, es aceptable.

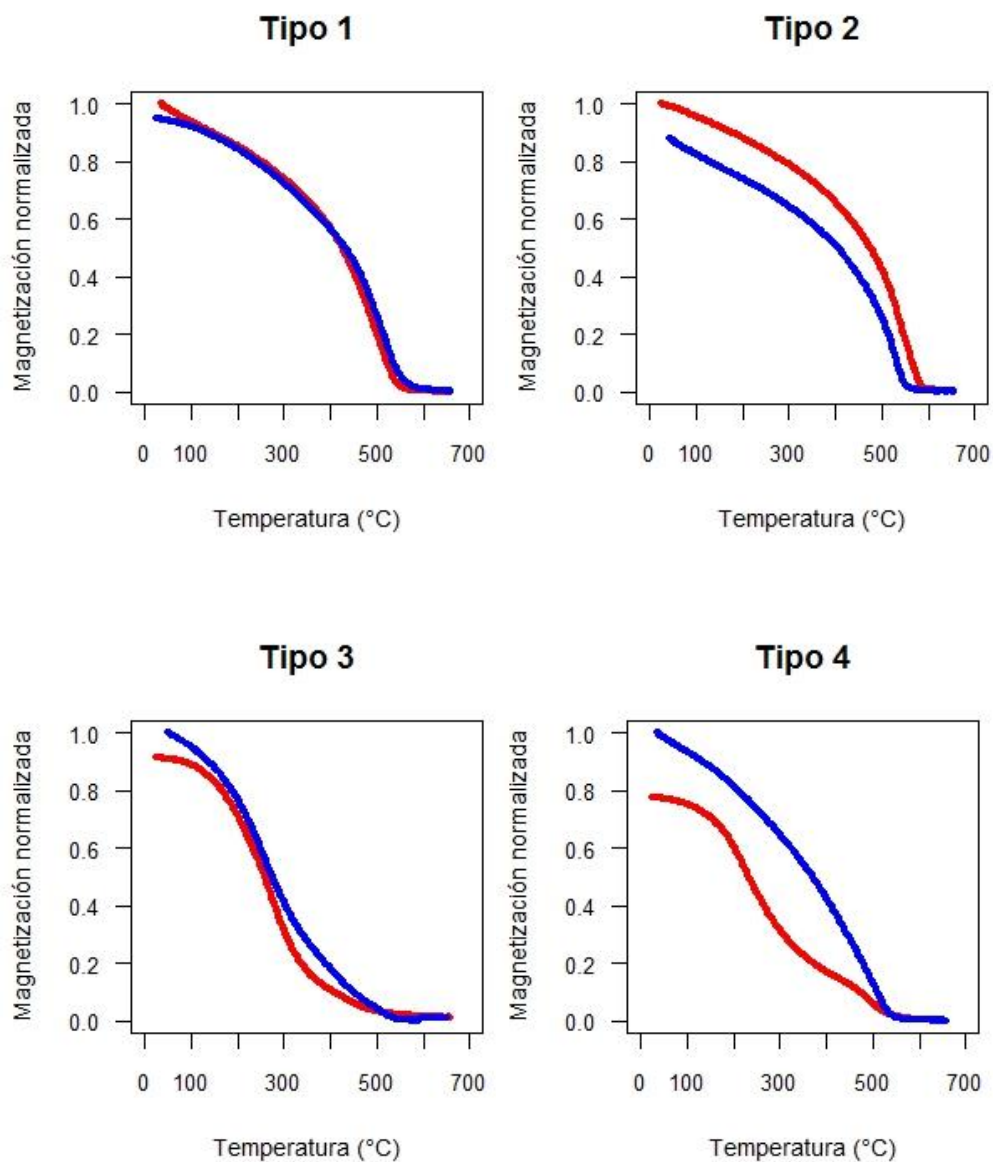


Figura 22. Las curvas termomagnéticas se agruparon en cuatro tipos. Tipo 1 y tipo 2 cuentan con una sola especie mineral, sin embargo, las curvas de tipo 1 son casi reversibles mientras las de tipo 2 son irreversibles. Tipo 3 y tipo 4 cuentan con dos especies minerales en el calentamiento y son casi reversibles e irreversibles, respectivamente.

Tabla 2. En la columna 2 se muestra la clasificación de las curvas termomagnéticas según los 4 tipos mencionados en la figura 5.5, seguida de las temperaturas de Curie obtenidas para cada especie mineral en la curva y finalmente en la columna 4 se nombraron los minerales magnéticos probables para cada muestra.

MUESTRA	CLASIFICACIÓN	TEMPERATURAS DE CURIE (°C)	ESPECIE DE MINERAL MAGNÉTICO
CS-7	Tipo-2	532	Titanomagnetita baja en Ti
CS-8	Tipo-1	568	Titanomagnetita baja en Ti
CS-9	Tipo-1	539	Titanomagnetita baja en Ti
CS-11	Tipo-1	555	Titanomagnetita baja en Ti
B13	Tipo-3	276-524	Titanomagnetita alta en Ti Titanomagnetita baja en Ti
B21	Tipo-4	232-532	Titanomagnetita alta en Ti Titanomagnetita baja en Ti
B31	Tipo-1	511	Titanomagnetita baja en Ti
B42	Tipo-2	232	Titanomagnetita alta en Ti
B52	Tipo-1	527	Titanomagnetita baja en Ti
B61	Tipo-4	214-516	Titanomagnetita alta en Ti Titanomagnetita baja en Ti
LCA-1	Tipo-1	528	Titanomagnetita baja en Ti
LCA-4	Tipo-1	349	Titanomagnetita alta en Ti
LCA-5	Tipo-1	331	Titanomagnetita alta en Ti
LCA-8	Tipo-1	326	Titanomagnetita alta en Ti
LCB-6	Tipo-1	310	Titanomagnetita alta en Ti
LCB-8	-----	317	Titanomagnetita alta en Ti
LCB-11	Tipo-3	300-538	Titanomagnetita alta en Ti Titanomagnetita baja en Ti
LF-2	Tipo-1	580	Magnetita
LF-4	Tipo-1	578	Titanomagnetita baja en Ti
LF-13	Tipo-4	226-579	Titanomagnetita alta en Ti Titanomagnetita baja en Ti
LF-14	Tipo-4	290-578	Titanomagnetita alta en Ti Titanomagnetita baja en Ti
TLA-4	Tipo-1	580	Magnetita
TLA-6	Tipo-1	572	Titanomagnetita baja en Ti
TLA-10	Tipo-4	270-580	Titanomagnetita alta en Ti Magnetita
TLA-14	Tipo 1	519	Titanomagnetita baja en Ti

5.2. Direcciones Medias

En la Tabla 3 se presentan las direcciones paleomagnéticas medias obtenidas para los 6 sitios. Para encontrar la dirección de remanencia característica (ChRM, por sus siglas en inglés) se seleccionó un espécimen por núcleo para desmagnetizarlo mediante campo alterno (AF) en 8 a 12 pasos desde 3 a 75 mT, y posteriormente se midió la magnetización en cada paso con un magnetómetro de giro AGICO JR-5 (nivel de ruido $\sim 5 \times 10^{-6}$ Am⁻¹). Los datos obtenidos fueron analizados con el programa PMGSC 4.2 (Enkin, 2005). El cálculo de las componentes de la dirección media de los sitios (Tabla 3) se realizó mediante el análisis de componentes principales de magnetización (PCA, por sus siglas en inglés). Posteriormente la dirección de ChRM para cada sitio interpretó con diagramas de desmagnetización de Zijderveld (1967).

Tabla 3. Direcciones paleomagnéticas medias de cada sitio muestreado; N, número de núcleos colectados en campo; N', número de muestras utilizadas para calcular la dirección media del sitio; α_{95} , nivel de confianza del 95%; k, parámetro de precisión; Dec, declinación; Inc, inclinación.

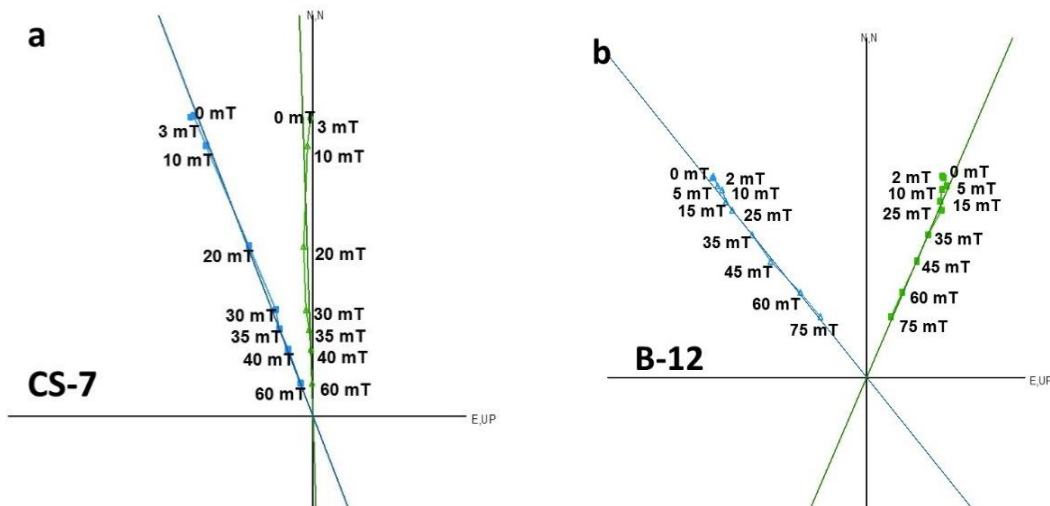
Sitio	N	N'	α_{95} (°)	k	Dec (°)	Inc (°)
CS	11	9	4.4	136.1	8.9	28.9
B	12	6	5.5	148.88	4.5	40.7
LCA	8	8	32.1	3.94	351.3	-36.3
LCB	13	7	39.4	3.3	17.7	17.2
LF	14	11	5.5	70.96	10.9	46.6
TLA	13	10	6.7	52.86	359.5	45.7

Después de obtener los diagramas ortogonales de desmagnetización para cada muestra, se observaron tendencias con un solo vector hacia el origen en la mayoría (Fig. 23). Sin embargo, las muestras de algunos sitios estaban acompañadas de una componente de baja coercitividad (Fig. 23 c y d) que fue

eliminada en los primeros pasos de la desmagnetización por AF por debajo de 10 mT, dejando un componente primario claro.

De manera general las muestras tuvieron un comportamiento similar. En las figuras 23a y 23b se presentan muestras con una sola componente magnética con un campo medio para eliminar la magnetización de 20 a 40 mT. La coercitividad máxima es > 75 mT. Estas muestras con comportamiento univectorial no tuvieron problema al ser analizadas ya que no muestra magnetizaciones secundarias. Por otro lado, las muestras con comportamientos similares a los mostrados en la Fig. 23c y Fig. 26d presentan componentes secundarias con coercitividades bajas. Estas no representaron complicaciones ya que al desmagnetizarlas en campos AF de 10-20 mT esta componente desapareció y la curva de desmagnetización continúa en una sola dirección hacia el origen.

Las muestras de los sitios LCA-7 y LF-2 (Fig. 24) presentan componentes que no tienen una tendencia definida y su comportamiento es errático y por lo tanto no se puede determinar la componente principal en ellas. La dirección obtenida para los sitios LCA y LCB presentan ángulos α_{95} muy grandes de 32.1 y 39.4 respectivamente, por lo que las direcciones medias obtenidas no brindan un datos útiles para fechamientos magnéticos.



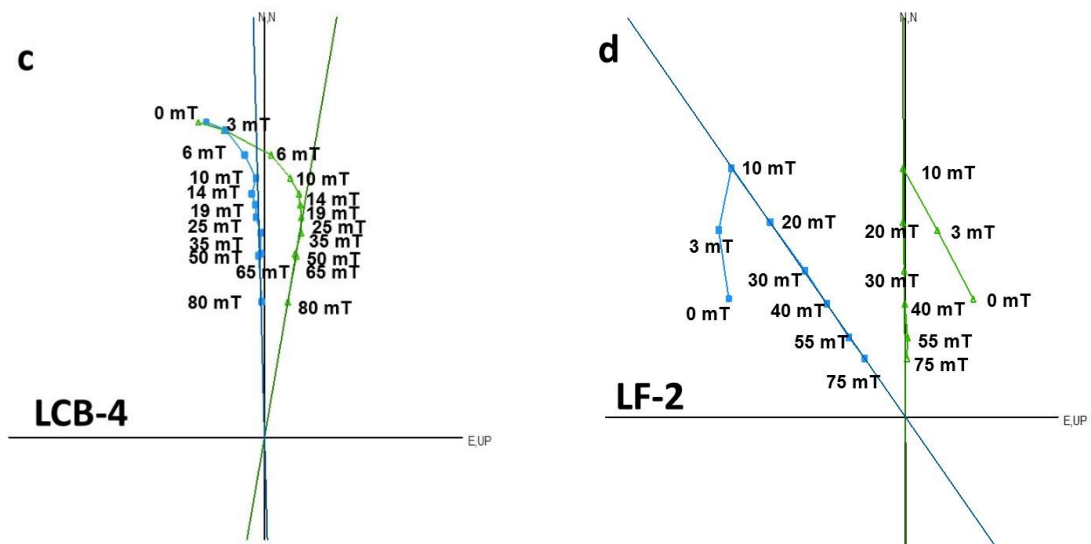
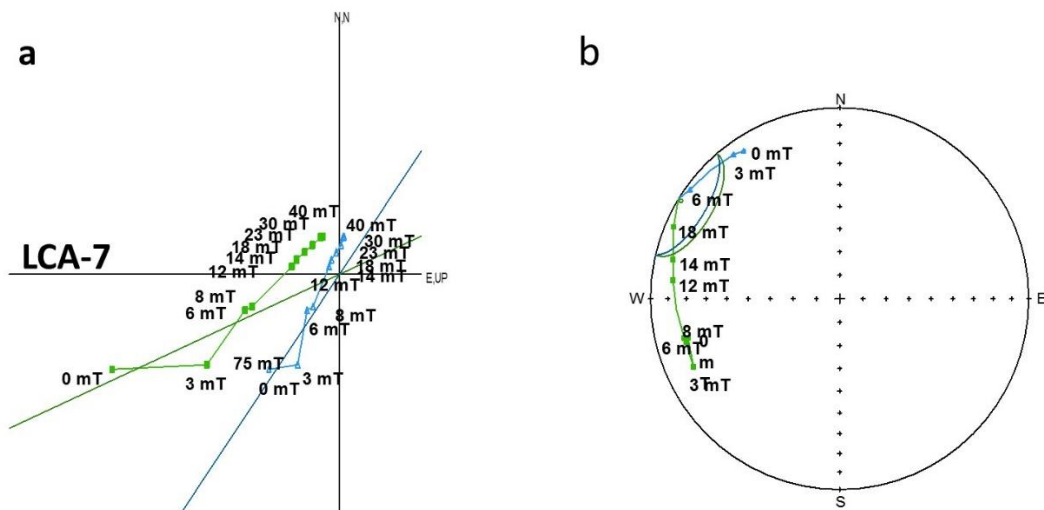


Figura 23. Se muestran los diagramas de Zijderveld donde se ilustra la desmagnetización por pasos del vector de la magnetización natural remanente. Las líneas y símbolos verdes representan el plano horizontal mientras las azules representan el plano vertical. Las líneas verde y azul muestran el ajuste (obtenidas por mínimos cuadrados) para determinar la dirección característica de cada núcleo. Los diagramas a, b, c y d son solo muestras representativas del comportamiento general del resto de las muestras.



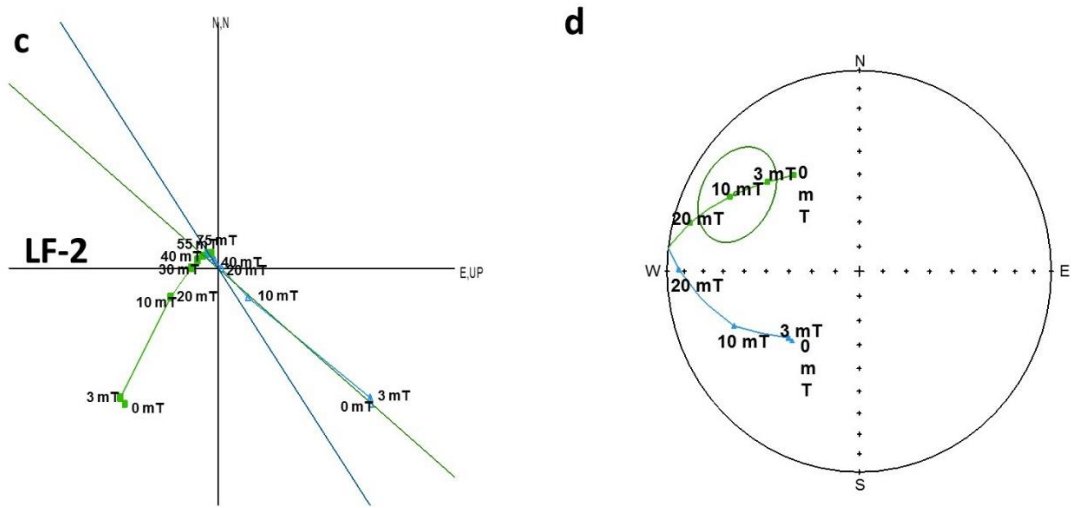


Figura 24. Se muestran los diagramas de Zijderveld y sus proyecciones estereográficas donde se ilustra la desmagnetización por pasos del vector de la magnetización natural remanente. Las líneas y símbolos verdes representan el plano horizontal mientras las azules representan el plano vertical. Las líneas verde y azul muestran el ajuste (obtenidas por mínimos cuadrados) para determinar la dirección de cada núcleo. En este caso en las muestras LCA-7 y T1a-5 no se obtuvo la componente principal de la NRM, por lo que se ignoraron para la determinación de la dirección media del sitio.

5.3. Paleointensidades

Los experimentos de paleointensidad (IZZI-Thellier PI) se realizaron en 25 muestras (3 a 6 por sitio). Para seleccionarlas se tomaron en cuenta los experimentos anteriores (desmagnetización por AF, histéresis y curvas termomagnéticas). Las muestras seleccionadas cuentan con una componente principal clara o con una componente secundaria que logró eliminarse en los primeros pasos de desmagnetización, con comportamiento de dominio SD y PSD, y además de una buena estabilidad termomagnética (curvas reversibles). Al seguir

la metodología IZZI-Thellier, las muestras fueron sometidas a desmagnetizaciones y remagnetizaciones progresivas, como se mencionó anteriormente en el capítulo 4.

Paterson et al. (2015) mencionan que las muestras que no presentan un SD, suelen tener múltiples factores que pueden llegar a influir las mediciones de las paleointensidades. Para aminorar este factor los especímenes se orientaron de forma que sus direcciones de NRM marcadas en campo, fueran casi paralelas al campo que se le aplicó en el laboratorio dentro del horno, respetando el punto óptimo del ángulo (Paterson et al., 2015).

Se utilizó el programa ThellierTool (Leonhardt et al., 2004) para conocer las curvas de paleointensidad de los especímenes, donde se obtuvo que 20 de ellos cumplieron con el criterio de clasificación A o B (Tabla 4). Con esto se observó que el porcentaje de éxito de los especímenes de los sitios B, LCB, LF y TLA es del 100%, mientras que en CS es de 50% y de LCA es de 33.33%.

El rango aceptable del valor para β , f , q , MAD_{anc} , α , δ_{CK} y δ_{pal} dados al emplear el método IZZI-Thellier utilizando el software ThellierTool4.22 (Leonhardt et al., 2004) de las clases A y B se muestran en la tabla 4. Se puede observar que todas las muestras, a excepción de las que pertenecen a la clase C, están dentro de los parámetros establecidos.

En la figura 25 se muestran algunos ejemplos de graficas obtenidas al analizar los datos, las figuras *a*, *b* y *c* pertenecen a muestras exitosas, donde se logró obtener una clase A o B. Sin embargo, las muestras *d*, *e* y *f* son casos no exitosos, ya que no cumplen los criterios establecidos obteniendo una clase C.

La paleointensidad promedio de cada sitio se puede observar en la tabla 5, estos datos se consideraron fiables y se utilizaron para el fechamiento paleomagnético de cada uno de los sitios.

Tabla 4. Resultados de paleointensidad IZZI-Thellier y parámetros estadísticos asociadas. N - número de puntos incluidos en el mejor ajuste lineal; T - temperatura mínima y máxima utilizada para determinar la paleointensidad; β - relación entre el error estándar de la pendiente del segmento seleccionado en las gráficas de Arai y el valor absoluto de la pendiente; f - fracción del NRM utilizada para el mejor ajuste; q - factor de calidad; MAD_{anc} - desviación angular máxima anclada; α - diferencia angular entre la mejor solución anclada y la no anclada; δ_{CK} - error de comprobación relativo; δ_{pal} - diferencia de comprobación acumulada; PI - paleointensidad; s. d. - desviación estándar; Clase - la calidad de los datos de paleointensidad obtenidos A, B y C. Las filas en color verde indican los valores requeridos para ser aceptados por cumplir con los parámetros de la clase A y B. El análisis se realizó utilizando el software ThellierTool4.22 (Leonhardt et al., 2004).

Muestra	N	T (°C)	β	f	q	MAD_{anc} (°)	α (°)	δ_{CK} (%)	δ_{pal} -	PI (μT)	s. d. (μT)	Clase
	≥ 5	(min-max)	≤ 0.1	≥ 0.5	≥ 5	≤ 6	≤ 15	≤ 5	≤ 5			A
	≥ 5		≤ 0.15	≥ 0.3	≥ 0	≤ 15	≤ 15	≤ 7	≤ 10			B
Ciudad Serdan												
CS-3	6	0-340	0.08	0.53	5.16	3.90	5.70	0.90	2.10	41.58	3.23	A
CS-5	6	0-340	0.14	0.37	2.01	1.60	2.70	3.30	7.40	42.93	5.99	B
CS-9	13	0-560	0.07	0.96	12.48	5.10	5.40	2.80	20.00	26.18	1.71	A
CS-11	7	0-370	0.08	0.55	5.20	5.10	10.80	4.70	12.50	68.67	5.83	C
CS-7	9	0-530	0.11	0.83	6.10	1.70	1.70	28.30	40.00	40.81	4.49	C
CS-11a	10	0-560	0.06	1.00	14.20	5.30	6.10	19.70	38.80	52.95	3.25	C
Media										42.26	0.95	
Bombas												
B-12	5	440-560	0.03	0.78	19.59	1.50	1.00	5.00	1.10	22.28	0.57	A
B-21	11	0-500	0.04	0.59	10.89	2.30	6.80	5.80	8.40	52.74	2.34	B
B-41	5	0-300	0.05	0.69	8.74	5.40	7.00	0.20	0.20	35.62	1.76	A
B-51	6	340-500	0.07	0.54	5.20	3.80	4.80	4.60	7.90	41.08	3.00	B
B-71	5	0-300	0.04	0.75	11.29	5.10	3.90	0.50	1.40	34.03	1.36	A
B-72	5	0-300	0.03	0.79	16.43	0.70	0.10	1.20	0.40	35.12	1.02	A
Media										36.46	3.15	
Las Cuchillas A												
LCA-4	13	0-560	0.06	0.99	14.15	6.00	2.40	10.30	29.60	18.90	1.19	C
LCA-5	11	0-500	0.11	0.67	4.52	5.90	1.10	4.30	2.70	20.49	2.43	B
LCA-3	13	0-560	0.08	0.94	9.61	19.70	14.50	25.40	31.70	19.47	1.59	C

Media											19.62	0.81	
Las Cuchillas B													
LCB-6	6	0-340	0.13	0.45	2.36	8.70	13.20	3.10	5.70	21.73	2.93	B	
LCB-8	11	200-560	0.13	0.76	4.30	8.30	5.00	4.20	7.60	16.46	2.11	B	
LCB-4	7	250-470	0.09	0.40	3.07	4.40	11.60	1.50	5.40	17.69	1.75	B	
Media											18.62	2.76	
La Fragua													
LF-2	12	100-560	0.08	0.96	10.03	5.60	3.60	2.50	2.60	15.34	1.17	A	
LF-4	5	440-560	0.06	0.75	9.04	9.20	3.70	3.40	1.30	11.05	0.61	B	
LF-13	6	400-560	0.14	0.6	3.08	5.10	4.30	5.90	8.90	12.72	1.78	B	
LF-3	6	300-470	0.09	0.43	3.26	6.70	12.80	2.70	3.50	20.69	1.95	B	
LF-6	10	250-560	0.03	0.88	19.72	5.70	3.70	3.00	4.40	26.62	0.93	A	
Media											17.28	6.37	
Tlachichuca													
TLA-4	10	100-500	0.09	0.36	2.30	2.40	6.20	2.70	9.50	53.14	5.12	B	
TLA-2	5	340-470	0.09	0.53	2.50	2.10	2.60	0.60	0.10	42.75	3.80	B	
Media											47.95	7.35	

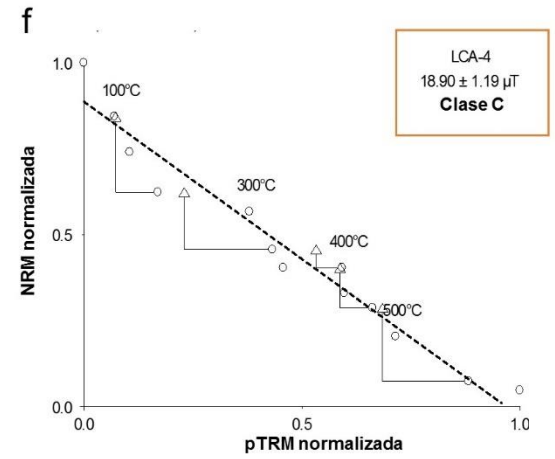
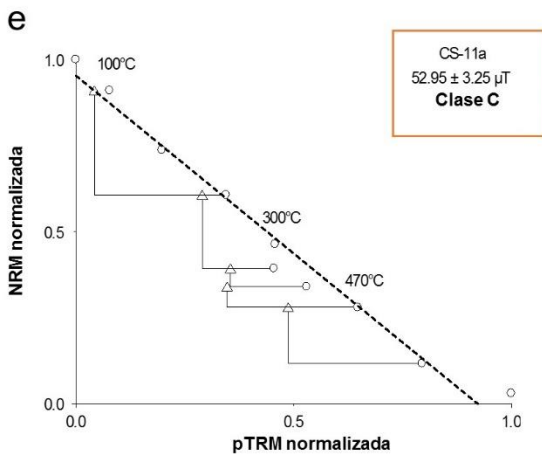
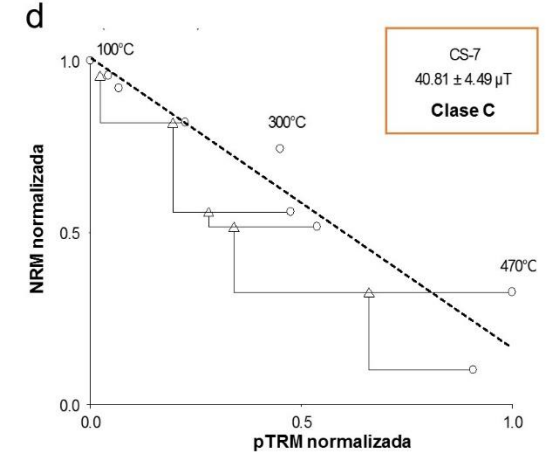
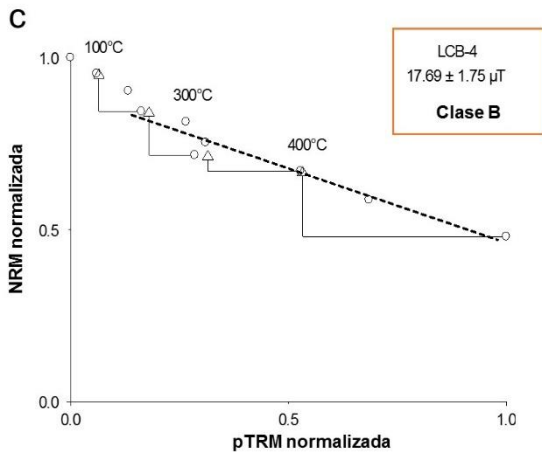
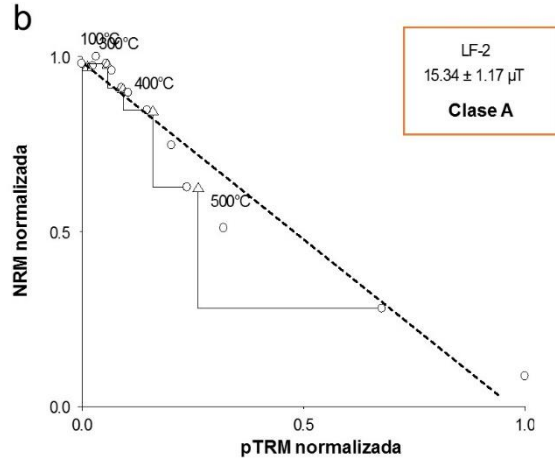
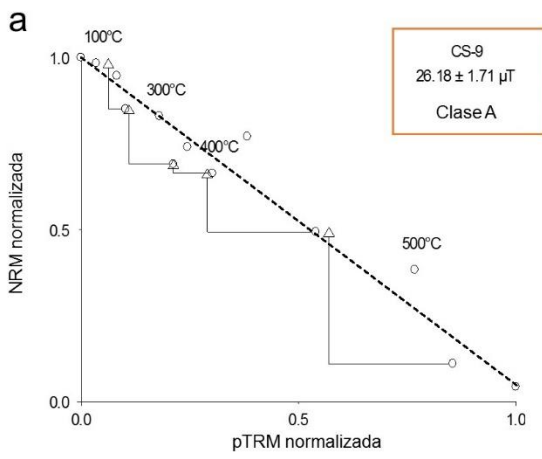


Figura 25. Ejemplos de gráficas de Arai obtenidos a partir del método IZZI Thellier. Las graficas de paleointensidad a, b y c muestran casos exitosos (clases A y B), mientras en d, e y f se muestran casos no exitosos para cuatro de los seis sitios. Los ejes se encuentran normalizados, los datos obtenidos en los experimentos se muestran como círculos, la comprobación de pTMR se muestran con triángulos, mientras que la línea negra punteada es la de mejor ajuste.

Tabla 5. Paleointensidad obtenido para cada sitio

Sitio	PI (μT)
CS	42.26 \pm 0.95
B	36.46 \pm 3.15
LCA	19.62 \pm 0.81
LCB	18.62 \pm 2.76
LF	17.28 \pm 6.37
TLA	47.95 \pm 7.35

5.4. Fechamiento paleomagnético

Como se menciona al inicio de este capítulo, para realizar el fechamiento paleomagnético se empleó el programa de Matlab `archaeo_dating` (Pavón-Carrasco et al., 2011) utilizando el modelo global de variación secular SHA.DIF.14K (Pavón-Carrasco et al., 2014).

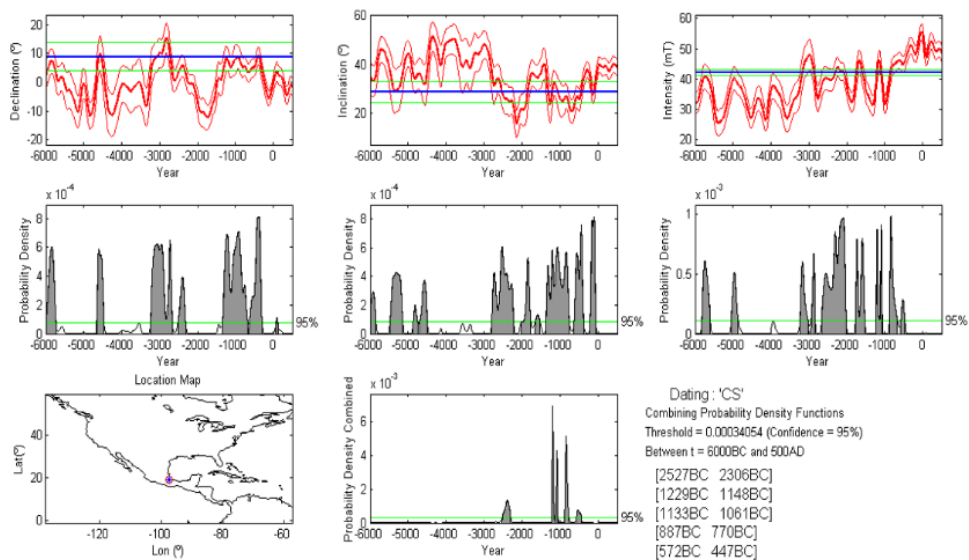
Para realizar dicho fechamiento se uso la dirección media (Tabla 3) y la paleointensidad (Tabla 4) de los sitios CS, B, LF y TLA, ya que las direcciones obtenidas para los sitios LCA y LCB no contaban con un ángulo de confianza adecuado. Aparte, para que los resultados sean acertados es necesario tener un intervalo de edad aproximada de los sitios, con el cual no se contó en este trabajo.

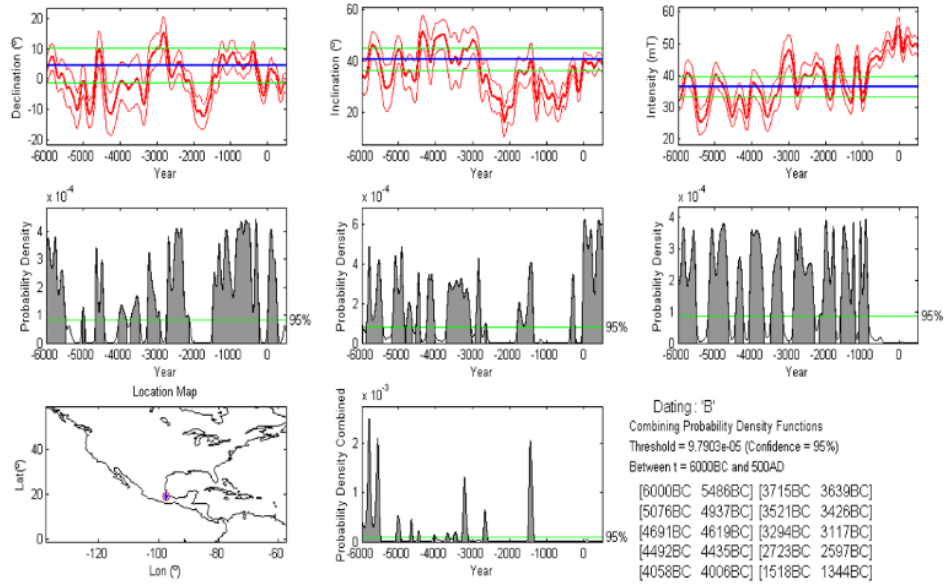
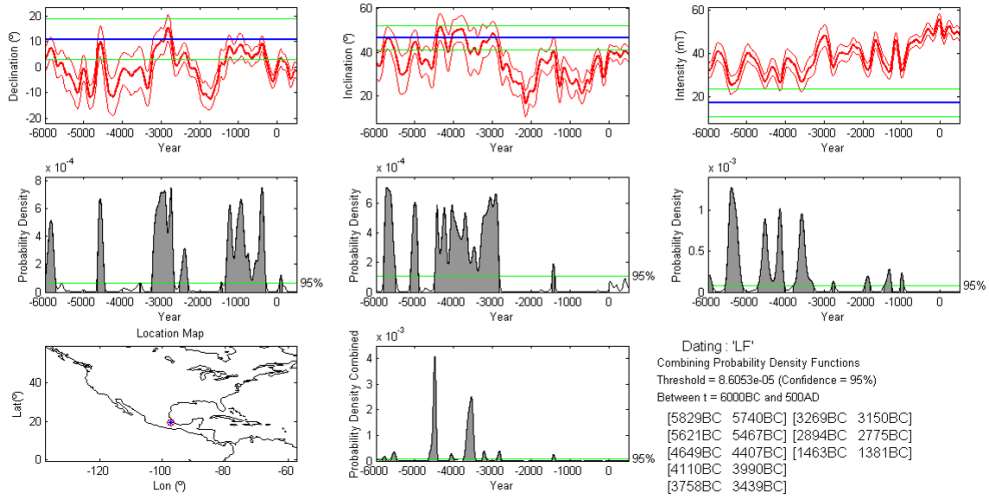
Por lo anterior se realizó una restricción en el intervalo de fechamiento de 6000BC a 500AC, tratando de obtener la menor cantidad de edades probables y

abarcando un intervalo de tiempo en el Holoceno para los sitios CS, B, LF y TLA. Sin embargo, como se puede ver en la tabla 6, todos los sitios tienen múltiples posibles edades paleomagnéticas, por lo que no es posible determinar una edad única en este trabajo.

En la figura 26 se muestran las curvas obtenidas para las PDF de cada sitio, donde al combinarlas se muestra picos sombreados y donde son interceptados por la línea de confiabilidad marca las posibles edades de cada si

a



b**c**

d

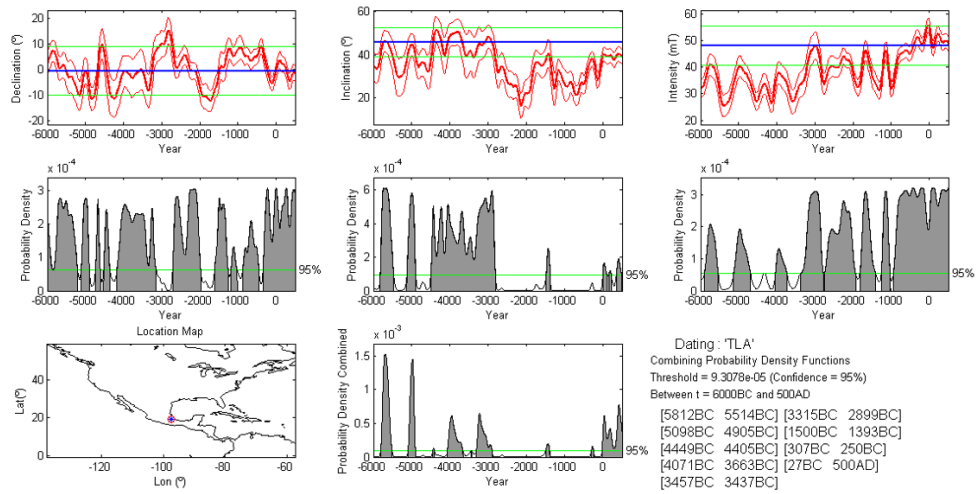


Figura 26. Fechamiento paleomagnético de los sitios a) CS, b) B, c) LF y d) TLA. La combinación de la densidad de probabilidad obtenida de la declinación, inclinación y paleointensidad de los sitios se muestra en los picos sombreados, la confiabilidad mínima de 95% se muestra en las líneas horizontales verdes. Los picos interceptados por la línea de confiabilidad son las posibles edades de cada sitio.

Tabla 6. En la columna 1 se mencionan los sitios estudiados en este trabajo, mientras en la columna 2 se muestran todas las posibles edades obtenidas en el modelo de fechamiento paleomagnético SHA.DIF.14K (Pavón-Carrasco et al., 2014).

Sitio	Fechamiento paleomagnético (BC-AC)
CS	2527BC-2306BC 1229BC-1148BC 1133BC-1061BC 887BC-770BC 572BC-447BC
B	6000BC-54786BC 5076BC-4619BC 4691BC-4619BC 4492BC-4435BC 4058BC-4006BC 3715BC-3639BC 3521BC-3426BC 3294BC-3117BC 2723BC-2597BC 1518BC-1344BC
LF	5829BC-5740BC 5624BC-5467BC 4649BC-4407BC 4110BC-3990BC 3758BC-3439BC 3269BC-315BC 2894BC-2775BC 1463BC-1381BC
TLA	5812BC-5514BC 5098BC-4905BC 4449BC-4405BC 4071BC-3663BC 3457BC-3437BC 3315BC-2899BC 1500BC-1393BC 307BC-250BC 27BC-500AD

Capítulo 6 Discusión

Durante este trabajo se estudiaron rocas de diferentes fuentes volcánicas donde CS, LCA, LCB, LF y TLA pertenecen a flujos de lava (Fig. 9), mientras que los núcleos de B pertenecen a bombas depositadas en las laderas de un cono de escoria, todos distribuidos en la CSO. Desde el trabajo de campo, los sitios muestreados cumplieron con ser buenos afloramientos y que su edad aproximada perteneciera al Holoceno. Esta última condición se sustentó con los trabajos de Carrasco-Núñez (2014) y Chédeville et al. (2019), donde se menciona que la actividad de volcánica en la zona abarca el Plioceno-Holoceno, dando origen a la diversidad de geoformas volcánicas en la CSO. Adicional a esto, en el trabajo de Negendank et al. (1985) muchas estructuras volcánicas de la CSO se clasifican por edades, por lo que se tomaron en cuenta los volcanes pertenecientes al rango con edades menores a 20 o 10 mil años para hacer la selección de sitios. De esta manera se buscó minimizar la posibilidad de muestrear rocas con edades que no permiten ser fechadas paleomagnéticamente.

Con los experimentos de laboratorio se pudieron obtener las propiedades magnéticas de susceptibilidad, histéresis y curvas termomagnéticas de los núcleos colectados en cada sitio de estudio.

La susceptibilidad magnética fue la primera propiedad en ser analizada, que en conjunto con la NRM, mostró la estabilidad magnética de los sitios haciendo uso del índice de Koenigsberger. En la figura 18 se muestra la distribución de los valores de este índice para todos los núcleos con respecto a las líneas de Q constante. Se observa que casi todas las muestras se encuentran donde Q es mayor a 1 y menor a 100, por lo que de acuerdo con Clark (1997) y Juárez-Arriaga et al. (2018) cuenta con una estabilidad magnética adecuada para realizar el estudio paleomagnético.

Los ciclos de histéresis permitieron estimar el tamaño de grano (alta o baja coercitividad) y el tipo de minerales magnéticos de los especímenes; por

consiguiente, se pudo conocer el dominio magnético dominante o característico de cada sitio. En este caso se obtuvo que la relación de M_{rs}/M_s , en las muestras de los 6 sitios, es menor a 0.5, que según Day et al. (1977), es un primer indicativo de que las muestras pertenecen a un PSD. Adicionalmente, al conocer la distribución de las muestras en los intervalos de los dominios magnéticos en el diagrama de Day (Fig. 21), se confirmó que en los especímenes de los sitios CS, LCA, LCB, LF y TLA la mineralogía magnética pertenecen a partículas PSD, mientras que algunos del sitio B a SD. De acuerdo con Dunlop et al. (2002), conocer que la mayoría de los especímenes de los sitios corresponden a PSD indica que el tamaño de grano aproximado de las partículas magnéticas puede ser de un rango de 1 a 10 μm . El tamaño de grano aproximado que se presenta en los sitios es muy parecido entre ellos, ya que son productos volcánicos similares, sin embargo, las variaciones que se presentan entre muestras de un mismo sitio son debido a que los flujos de lava no son homogéneos en un mismo depósito y al momento de enfriarse la tasa de enfriamiento y procesos de oxidación son diferentes en cada zona, dando como resultado una variación en el tamaño de grano en cada una de ellas.

Al conocer los ciclos de histéresis de los especímenes se determinó que los de los sitios CS, B, LCA, LCB, LF y TLA tienen minerales con coercitividad entre 5 y 48 mT, y que el sitio B presenta los valores de coercitividad más altos, mientras que los más bajos son para los sitios LCA y LCB. El H_c para estos dos últimos sitios es de ~ 5 mT que puede ser un indicativo de baja estabilidad (Dunlop et al., 2002). Algunas muestras tienen tendencias a ciclos tipo *wasp-waisted*, indicador de que puede existir una mezcla de dos minerales magnéticos de diferente composición o tamaño de grano (Butler et al., 1996) y otras de tipo *pot-bellied* con tendencia a presentar un solo mineral magnético. Sin embargo, no se puede asegurar que sea un indicativo de la presencia de partículas superparamagnéticas (SP, por sus siglas en inglés) en algunas de las muestras. El tamaño de grano es un determinante importante en la pertenencia al dominio magnético, por lo que este resultado corresponde a los esperados para rocas volcánicas (Day et al., 1997) y la alta coercitividad en los sitios CS, B, LF y TLA los hacen buenos candidatos para

determinar su paleointensidad y un fechamiento paleomagnético (Butler et al., 1992, 1996; Dunlop et al. 2002).

Los minerales magnéticos con una presencia estimada en las muestras son la magnetita y titanomagnetita, tomando como referencia el trabajo de Dunlop et al. (2002). Esto debido a que los ciclos de histéresis de la mayoría de los especímenes se cierran a campos menores a 0.25 T y a que estas especies minerales son comunes en las rocas con PSD. La diferencia entre los ciclos de histéresis y el dominio magnético entre los sitios CS, LCA, LCB, LF y TLA, y B puede ser producida porque son diferentes productos volcánicos, es decir el enfriamiento, cristalización y emplazamiento de los flujos volcánicos tienen un tiempo y una dinámica diferente al de las bombas del sitio B (Vespermann & Schmincke, 2000), afectando el tamaño de grano de los minerales magnéticos en cada una de estas rocas.

Siguiendo con los experimentos se realizaron las curvas termomagnéticas de las muestras, que permitieron, a través de su T_c , conocer las posibles fases de minerales magnéticos presentes en ellas, además de su estabilidad magnética al calentarlas (Dunlop & Özdemir, 1997). Los especímenes se agruparon en cuatro comportamientos típicos mostrados durante el experimento en la balanza de Curie (Fig. 23). El sitio CS tiene 3 curvas pertenecientes a la tipo 1 (CS-8, CS-9, CS-11) y una a la tipo 2 (CS-7) y todas las curvas muestran una T_c con un valor entre 532 y 568 °C, por lo que el mineral predominante en este sitio es la titanomagnetita baja en Ti (Nagata, 1961). El sitio B se caracterizó por presentar curvas con del tipo 1 (B31, B52), tipo 2 (B42), tipo 3 (B13) y tipo 4 (B21, B61) y las T_c se encuentran en rangos de 214-276 °C y de 511-527 °C. La mitad es irreversible y las que se encuentran el rango de reversibles son las que contienen titanomagnetita baja en Ti. Para el sitio LCA y LCB todas las muestras son reversibles con excepción de la muestra LCB-8, sin embargo, se caracterizan por tener una fase de baja T_c predominante, con titanomagnetita rica en Ti como mineral mayoritario, por lo que muestran una buena estabilidad térmica (Stacey & Banerjee, 1974). La mitad de las muestras de LF pertenecen al tipo 4 (LF-13, LF-14) por lo que la fase estable esta constituida por la muestra con magnetita (LF-2) y la que contiene titanomagnetita

baja en Ti (LF-4). En el sitio TLA se presentan como dominantes las curvas tipo 1 (TLA-4, TLA-6, TLA14) con titanomagnetita baja en Ti.

Con lo anterior, se interpretó que los sitios CS, B, LF y TLA cuentan con una mezcla de titanomagnetita con baja concentración en Ti como mineral principal, comportamiento que se puede observar en trabajos similares como el de Porreca et al. (2008) y Juárez-Arriaga et al. (2018), mientras los sitios LCA y LCB están dominados por titanomagnetita alta en Ti. La mayoría de las curvas son reversibles, por lo que se determinó que los procesos de oxidación de los minerales magnéticos se completaron durante el emplazamiento de los flujos (Rather et al., 2010), ya que no se activaron durante el calentamiento y enfriamiento de los experimentos en la balanza de Curie.

Posteriormente, al obtener la dirección ChRM de las muestras, se determinó la dirección media de los seis sitios. Para obtenerla, se utilizaron métodos estadísticos con un 95% de confianza. Cada uno de ellos muestra un ángulo de confianza α_{95} que varía entre 4.4° y 39.4° (Tabla 3). Considerando lo anterior, el sitio CS es el único que cumple con el rango de α_{95} menor a 5° , estadísticamente aceptable (Fisher, 1953), para considerar la dirección media como confiable. Sin embargo, los sitios B, LF y TLA tienen ángulos α_{95} de 5.5° , 5.5° y 6.7° , respectivamente, por lo que es posible que, si se aumenta el número de núcleos estudiados por sitio, α_{95} se reduzca haciendo que la dirección media obtenida sea más confiable. Los sitios LCA y LCB tienen ángulos de confianza α_{95} de 31.1° y 39.4° , respectivamente, lo que hace que las direcciones medias obtenidas no sean confiables. En estos casos puede ser necesario realizar nuevos muestreos en otras partes de los flujos y al igual que en las anteriores aumentar el número de muestras.

El valor del parámetro de precisión (k) indica la dispersión de los datos paleomagnéticos, por lo que entre mayor sea, la dispersión de las direcciones es menor (Cox, 1969). En el trabajo de Rodríguez-Trejo et al. (2019a, b) se propone que para que sea un parámetro confiable, éste debe ser mayor a 60, por lo que, solo los sitios CS, B y LF tienen a k con el valor requerido. Para el sitio TLA $k= 52.86$, por lo que si se aumenta el número de muestras es posible que la dispersión de los

datos disminuya (Villalaín, 2012) y así el parámetro de dispersión pueda llegar al rango aceptable. En cuanto a los sitios LCA y LCB su valor k es menor a 4, por lo que la dispersión de datos es muy grande y hace que los datos obtenidos para la dirección media de estos sitios no se confiable para realizar el fechamiento paleomagnético.

Los datos de dirección media obtenidos para los sitios son: CS Dec=8.9°; Inc=28.9°; B Dec=4.5°, Inc=40.7°; LF Dec=10.9°, Inc=46.6° y TLA Dec=359.5°, Inc=45.7°, de manera general cuentan con un ángulo de confianza y un parámetro de precisión cercanos a los apropiados para tomar como fiables las direcciones medias. Los datos de LCA son Dec=351.3°, Inc=-36.3° y de LCB Dec=17.7°, Inc=17.2°, sin embargo, según sus parámetros α_{95} y k no son los adecuados para considerarse como confiables.

Comparando los datos de las direcciones medias de los sitios CS, B, LF y TLA, se observa que la declinación en los cuatro sitios es similar a las obtenidas en trabajos recientes en la FVTM (Böhnel et al., (2016); Mahgoub et al., (2017a, b); Juárez-Arriaga et al., (2018); Rodríguez-Trejo et al., (2019b)). Es posible que esta similitud este dada por la pertenencia a un mismo rango de edad entre los sitios estudiados en este trabajo y los otros en el centro de México. Al compararlos sólo con los datos de Juárez-Arriaga et al., (2018) (zona más cercana a los sitios de estudio de este trabajo) la declinación es parecida, mientras que, si se compara la inclinación, ésta es mayor en B, LF y TLA.

En cuanto a la PI de cada sitio, se obtuvo con éxito para más de 50% de las muestras. La paleointensidad promedio por cada uno de ellos es de CS=42.26 μ T, B=36.46 μ T, LCA=19.62 μ T, LCB=18.62 μ T, LF=17.28 μ T y TLA=47.95 μ T.

Conociendo estos valores se puede observar que los sitios LCA, LCB y LF tienen paleointensidades entre 20 y 17 μ T, las más bajas de este estudio. Esta anomalía puede estar relacionado a un evento geomagnético en el que el CMT haya tratado de invertir su polaridad. Estas PI son semejantes a las presentadas por los valores mínimos obtenidos en el trabajo de Mahgoub et al. (2019), donde se determinaron las primeras curvas de VS para México, coincidiendo en un periodo

de 24000 y 17000 ka. Para los sitios CS y B los valores de las PI son muy parecidos a la intensidad actual, mientras que el sitio TLA presenta la paleointensidad mas alta de este trabajo, sin embargo, no llega a los picos máximos presentes en la curva de Mahgoub et al. (2019). Al enriquecer los datos obtenidos en este trabajo pueden llegar a contribuir a alguna de las curvas de VS en las que se trabajan en el país.

Para realizar el fechamiento paleomagnético se utilizaron los datos de dirección media y paleointensidad de los sitios CS, B, LF y TLA, ya que para los sitios LCA y LCB, a pesar de tener buenos resultados con los datos de PI, sus valores de declinación e inclinación no cuentan con los parámetros estadísticos adecuados (Fisher, 1953; Rodríguez-Trejo et al., 2019a, b).

Utilizando el modelo global de variación secular SHA.DIF.14k de Pavón-Carrasco et al. (2014), se realizaron los fechamientos paleomagnéticos CS, B, TLA y LF. Sin embargo, no se pudo emplear un intervalo de tiempo con el cual restringir las edades, que es un factor importante para el uso del modelo de Pavón-Carrasco et al. (2014). La tabla 6 muestra todas las edades posibles para los 4 sitios, las que en consecuencia arroja múltiples opciones.

El objetivo general de este trabajo fue realizar un estudio y un fechamiento paleomagnético, pero no se pudo cumplir completamente. Se lograron conocer las propiedades magnéticas de cada sitio, sacar las direcciones medias de CS, B, LF y TLA, y las PI para los 6 sitios. Sin embargo, los fechamientos paleomagnéticos obtenidos no proporcionan un resultado único que pueda ser tomado en cuenta. Para mejorar este estudio se puede realizar un muestreo adicional en la zona y enriquecer los datos obtenidos para obtener un fechamiento con una edad definida para cada sitio.

Capítulo 7 Conclusiones

- Se estudiaron 6 sitios del área de la cuenca de Serdán-Oriental y se obtuvieron sus propiedades magnéticas y PI.
- Todos los sitios tienen un índice Q entre 1 y 100, por lo que presentan una buena estabilidad magnética.
- Los ciclos de histéresis mostraron que todos los sitios cuentan con minerales magnéticos tipo PSD, por lo que surango de tamaño es de 1- 10 μm .
- El sitio B tiene las curvas con las coercitvidades más altas, mientras que los sitios LCA y LCB con coercitvidades bajas. Algunos de los ciclos de histéresis se clasificaron como *wasp-waisted* o *pot-bellied*.
- Las curvas termomagnéticas en conjunto con los ciclos de histéresis indicaron que los minerales magnéticos predominantes con mayor presencia en los sitios son la titanomagnetita baja en Ti y magnetita.
- El ángulo de confianza para CS se encuentra en un rango aceptable para la obtención de la ChRM. En los sitios B, LF y TLA es ligeramente más alto, por lo que con un aumento de muestras se puede reducir. Los sitios LCA y LCB mostraron un α_{95} alto y un valor de k muy bajo, por lo que sus direcciones medias no son aceptables.
- Los experimentos de PI con el método IZZI Thellier fueron exitosos en más de un 50%, y se pudieron obtener para los 6 sitios. Los sitios LCA, LCB y LF presentan los valores de PI más bajos de este trabajo.
- Se realizaron fechamientos paleomagnéticos de los sitios CS, B, LF y TLA, sin embargo, arrojaron varias edades posibles para cada uno de ellos y en consecuencia no se pudo determinar edades certeras.
- Este trabajo puede ser mejorado ampliando el muestreo en campo en sitios adicionales.

Referencias

- Bernal, J.P., Solari, L.A., Gomez-Tuena, A., Ortega-Obregón, C., Mori, L., Vega-Gonzalez, M., y Esponosa-Arbeláez, D.G. 2014. In-situ $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Quaternary zircons using LA-MCICPM. *Quaternary Geochronology*. ELSEVIER. 23; 46-55.
- Böhnell, H., Pavon-Carrasco, F.J., Sieron, K., Mahgoub, A.N. 2016. Palaeomagnetic dating of two recent lava flows from Ceboruco volcano, western Mexico. *Geophys. Journal. Int.* 207, 1203–1215. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw310>.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications. Cambridge. pp. 1 – 297.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Riggs, N.R., Zimmer, B., A., De León, L., López, M. 2014. Contrasting eruptive styles of late Pleistocene-to-Holocene monogenetic volcanism from maars to domes in the Serdán-Oriental basin, eastern Mexican Volcanic Belt. *IAVCEI – 5IMC*. pp. 1 – 3.
- Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Norini, G., Cavazos-Alvarez, J., Orozco-Esquivel, T., De León-Barragán, L., López-Quiroz, P., Jaquez, A., 2021. Volcanic geology of the easternmost sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Maps* 17-2, 474-484. <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2021.1970037>
- Chédeville, C., Guilbaud, M.-N., & Siebe, C. (2019). Stratigraphy and radiocarbon ages of late-Holocene Las Derrumbadas rhyolitic domes and surrounding vents in the Serdán-Oriental basin (Mexico): Implications for archeology, biology, and hazard assessment. *The Holocene*, 095968361988741. doi:10.1177/0959683619887417
- Cifuentes-Nava, G., Cervantes-Solano, M.A., Díaz Ortega, U., Goguitchaichvili, A., Morales Contreras, J., López Loera, H., Rosas-Elguera, J., Delgado-Granados, H., Cejudo-Ruiz, R., Urrutia-Fucugauchi, J. 2019. Fechamiento arqueomagnético de flujos de lava del Holoceno provenientes del volcán Ceboruco. *Boletín de la*

- Clark, D. A. and Emerson D. W. 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies: *Exploration Geophysics*, 22, 547–555.
- Clark, D., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geologic interpretation of magnetic surveys, *AGSO Journal Australian Geology and Geophysics*, 17, 83–103.
- Coe, R. S. 1967. Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*. 72, 3247-3262.
- Collinson D.W. 1965. Depositional remanent magnetization in sediments, *Journal Geophys. Res.*, v. 70, 4663–4668.
- Connor, C. B., Stamatakos, J. A., Ferrill, D. A., Hill, B. E., Ofoegbu, G., Conway, F. M., 2000. Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *Journal Geophys Res*, 105(1), pp. 417-432.
- Cox A. 1961. Anomalous remanent magnetization of basalt, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, v. 1083–E, 131–160.
- Cox A. 1969. Confidence Limits for the Precision Parameter k. 17(5), 545–549. doi:10.1111/j.1365-246x.1969.tb00257.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 13(4), 260–267.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Rev.*, 2, pp. 172-187.
- Dunlop D. J. 1983. Viscous magnetization of .04–100 mm magnetites, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 74, 667– 687.
- Dunlop, D. J. Özdemir, O., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 2001. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (No. 3). Cambridge university press.

- Dunlop, D.J. 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no B3, DOI: 10.1029/2001JB000486.
- Enkin, R. 2005. PMGSC 4.2. Geological Survey of Canada, Sidney, British Columbia, Canada.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. Lond.: Math. Phys. Eng. Sci.* 217, 295–305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>.
- Frisch W., Meschede M., Blakey R. 2011. *Plate Tectonics. Continental Drift and Mountain Building*. Alemania: Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
- García-Quintana, A., Goguitchaichvili A., Morales J., Cervantes-Solano M., Osorio-Ocampo, S., Macías, J.L., Urrutia-Fucugauchi, J. 2016. Datación magnética de rocas volcánicas formadas durante el Holoceno: caso de flujos de lava alrededor de Lago de Pátzcuaro (campo volcánico Michoacán-Guanajuato). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.*, 33, pp. 209-220.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII, 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L. 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds.), *Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, pp. 1–53. [https://doi:10.1130/2007.2422\(05\)](https://doi:10.1130/2007.2422(05)).
- González Huesca I. S. 1992. La variación secular en México central durante los últimos 30,000 años por medio del estudio magnético en lavas, Tesis de maestría.
- González-Naranjo, Gildardo A., Molina-Garza, Roberto S., Aranda-Gómez, José Jorge, Tristán-González, Margarito, Aguillón-Róbles, Alfredo, Iriondo, Alexander, & Bellón, Hervé. 2012. Paleomagnetismo y edad de la Ignimbrita Panalillo Superior,

Campo Volcánico de San Luis Potosí, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), 387-409.

Gratton M.N., Goguitchaichvili A., Conte G., Shaw J., Urrutia-Fucugauchi J. 2004. Microwave palaeointensity study of the Jorullo volcano (Central Mexico) Geophys. J. Int., 161 (3), pp. 627-634, [10.1111/j.1365-246X.2005.02619](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02619)

Griffiths, D.J., 1999, Introduction to Electrodynamics. Prentice Hall, USA.

Grommé, C.S., Wright T.L, and Peck D.L. 1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. Journal Geophys. Research. 74, 5277– 5294.

Jiles, D. C., & Atherton, D. L. 1986. Theory of ferromagnetic hysteresis. Journal of Magnetism and Magnetic Materials, 61(1-2), 48–60. doi:10.1016/0304-8853(86)90066-1.

Juarez-Arriaga, E., Böhnel, H., Carrasco-Nunez, G, Mahgoub, A.N., 2018. Paleomagnetism of Holocene lava flows from Los Humeros caldera, eastern Mexico: Discrimination of volcanic eruptions and their age dating. Journal of South American Earth Sciences 88 (2018) 736–748

Kilburn, C. R.J., 2000. Lava flows and Flow fields. In: Encyclopedia of Volcanoes. Editor in Chief: Haraldur Sigurdsson. University of Rhode Island, U.S.A. Academic Press. pp. 291-305.

Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 62, 699–718. <https://doi.org/10.1111/j>.

Kono, M. & Ueno, N. 1977. Paleointensity determination by a modified Thellier method. Physics Earth Planet. Inter., 13, 305–314.

Korte, M., Constable, C.G. 2005. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia. 2. CALS7K. Geochem. Geophys. Geosyst. 6, Q02H16, doi:10.1029/2004/GC000801.

- Lattard, D., R. Engelmann, A. Kontny, and U. Sauerzapf. 2006. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *Journal. Geophys. Research.* doi:[10.1029/2006JB004591](https://doi.org/10.1029/2006JB004591), in press.
- Lanos, Ph. 2004. Bayesian inference of calibration curves: application to archaeomagnetism. In: Buck, C., Millard, A. (Eds.), *Tools for Constructing Chronologies: Crossing Disciplinary Boundaries*. Springer-Verlag, London, pp. 43-82. vol. 177.
- Leonhardt R., Heunemann C., Krasa D. 2004. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5(12): Q12016.
- Lockwood, J. P., & Hazlett, R.W. 2010. *Volcanoes, Global Perspectives*, Malaysia: Wiley-Blackwell. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication.
- MacDonald, W. D., & Ellwood, B. B. 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: Sedimentological, igneous, and structural-tectonic applications. *Reviews of Geophysics*, 25(5), 905. doi:10.1029/rg025i005p00905
- Mahgoub A.N., Reyes-Guzmán N., Böhnel H., Siebe C., Pereira G., Dorison A. 2017a. Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (México): Implications for archeology and volcanic hazards. *The Holocene* 2018, Vol. 28(2) 229– 245. <https://doi.org/10.1177/0959683617721323>.
- Mahgoub A.N., Böhnel H., Siebe C., Oryaëlle Chevrel M. 2017b. Paleomagnetic study of El Metate shield volcano (Michoacán Mexico) confirms its monogenetic nature and young age (~1250 CE). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 336 (2017), pp 229– 245. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.024>.
- Martí-Vicente Araña, J., 1993. *La Volcanología Actual*. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

- McElhinny, M.W. 1973. Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 356 pp.
- McElhinny, M.W. & McFadden, P.L. 2000. In: Paleomagnetism: continents and oceans. Dmowska, R., Holton, J.R. and Rossby, H.T. (Editors). Academic Press. San Diego. 73: 1-1.
- Moskowitz, B. M. (1981), Methods for estimating Curie temperatures of titanomagnetites from experimental J_s -T data, Earth Planet Science Lett., **53**, 84– 88.
- Nagata T. 1961. Rock Magnetism. Maruzen Ltd. Tokyo. 350 pp.
- Néel, L. 1955. Some theoretical aspects of rock-magnetism. Advances in Physics, *4*(14), 191–243. doi:10.1080/00018735500101204.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D. 1985. Geological and geochemical investigations of the eastern Trans- Mexican Volcanic Belt. Geofisic Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 2 (Ed. S.P. Verma), 24, pp. 477-525.
- Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G. 2009. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 181. 67-77 pp.
- Ozdemir, O., S. Xu, and D. J. Dunlop, Closure domains in magnetite, J. Geophys. Res., 100, 2193–2209, 1995.
- Pardo, M., & Suárez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B7). 12357–12373. doi:10.1029/95jb00919
- Parry, L. G. 1982. Magnetization of immobilized particle dispersions with two distinct particle sizes. Physics Earth Planet. Inter. 28, 230–241.

- Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., et al. 2015. Thellier-type paleointensity data from multidomain specimens. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 245: 117–133.
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L. & Torta, J.M., 2011. A matlab tool for archaeomagnetic dating, *J Archaeol. Sci.*, 38(2), 408–419.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M. & De Santis, A. 2014. A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data, *Earth planet. Sci. Lett.*, 388, 98–109.
- Porreca, M., Mattei, M., MacNiocaill, C. *et al.* 2007. Paleomagnetic evidence for low-temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani volcano, Central Italy). *Bull Volcanol* 70, 877–893. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0176-8>.
- Rathert, M. C., Caccavari, A. L., Gogichaishvili, A., Soler, V., Vegas, N., & Aguilar, B. (2010). Resultados paleomagnéticos y características magnéticas de la secuencia neógena de coladas basálticas de la rajita (la gomera, islas canarias)/Paleomagnetic results and rock-magnetic characteristics of la rajita basaltic flow sequence (la gomera, canary islands). *Física De La Tierra*, 22, 11-33.
- Rodríguez, S. 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, no. 2, p. 181–199.
- Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L. M., Perrin, M., Hervé, G., & López-Valdés, N. 2019a. Analysis of geomagnetic secular variation for the last 1.5 Ma recorded by volcanic rocks of the Trans Mexican Volcanic Belt: new data from Sierra de Chichinautzin, Mexico. *Geophysical Journal International*, 219(1), 594–606. doi:10.1093/gji/ggz310
- Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L. M., & Vidal-Solano, J. R. 2019b. Paleomagnetism and rock magnetic properties of Late Pleistocene volcanism from El Pinacate Volcanic Field, northwest Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 102368. doi:10.1016/j.jsames.2019.102368

- Stacey, F. D. 1967. Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks, *Earth and Planet Science Letters*. 2, 67-68.
- Stacey, F.D., Banerjee, S.K..1974. *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195 pp.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C. 1992. Active faults and state of stress in the central part of the trans-Mexican volcanic belt. 1. The Venta de Bravo fault. *Journal. Geophysic Research*. 97, 11983–11993.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T., & Pick, T. 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B1), 571–583.
- Tauxe, L., Bertram, H. & Seberino, C. 2002. ‘Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modelling of fine particle magnetite’. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 3, DOI:10.1029/2001GC000280.
- Tauxe, L. Banerjee, S. K. Butler, R. F. and Van der Voo R. 2014. *Essentials of Paleomagnetism*. 3rd Web Edition. Chapter 1 – 15.
- Tauxe, L., Staudigel, H. 2004. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: new data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite. *Gcubed* 5, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2003GC000635>.
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Martin del Pozzo, A.L., 1993. Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la sierra del Chichinautzin, cuenca de Mdxico. *Geofis. Int.* 32, 523 533.
- Uribe-Cifuentes R.M., Urrutia-Fucugauchi J. 2009. Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán–Guanajuato volcanic field, Mexico, *Geofisica Internacional*. Vol. 38, pp. 217 – 230.
- Vespermann, D., & Schmincke, H.-U. 2000. Scoria cones and tuff rings. In Sigurdsson, H., ed., *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego: Academic Press. 683–694 pp.

- Villalaín Santamaría, J.J. 2016. La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 261-274.
- Villasante-Marcos, V., Pavón-Carrasco, F.J. 2014. Palaeomagnetic constraints on the age of Lomo Negro volcanic eruption (El Hierro, Canary Islands). *Geophysical Journal International*. Volume 199. Issue 3. pp 1497-1514. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu346>.
- Werle, D. 1984. The role of airphoto and satellite image interpretation in analysing volcanic landforms and structures in the eastern part of the Trans Mexican Volcanic Belt, Mexico, Department of Geography McGill University, Montreal, Quebec.
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A. 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. doi:10.1029/2003GC000630.
- Zijderveld, J.D. 1967. Demagnetization of Rocks: analysis of results. In: *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.
- Zinck, J. (2012). *Geopedología. Elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales*. ITC Enschede, The Netherlands.