



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

**APORTES A LA GEOCROLOGÍA ABSOLUTA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
LOS HUMEROS (PUEBLA): ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE FLUJOS DE
LAVA Y CONOS DE ESCORIA**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL
TERRITORIO**

PRESENTA:

DANIEL SERRANO GARCÍA

asesor:

DRA. MARTHA GABRIELA GÓMEZ VASCONCELOS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

COASESOR:

DR. AVTO GOGICHAISVILI
INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNIDAD MICHOACÁN
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

MORELIA, MICHOACAN AGOSTO 2020

Dedicatoria

*Este trabajo lo dedico a mi abuelita
Agapita García, te nos adelantaste
en el camino, tú que siempre tenías
una sonrisa acompañado de un
consejo. Donde quiera que estés te
vamos a extrañar.*

Agradecimientos

Primero que nada, agradezco a la vida.

Agradezco a la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, especialmente al posgrado en Geociencias y Planificación del Territorio, por todo el apoyo proporcionado durante mi formación en el posgrado.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por el apoyo y financiamiento, así como también el préstamo de las instalaciones para la realización de este proyecto de tesis.

Agradezco al Dr. Avto Gogichaisvili, por aceptarme en su grupo de trabajo, la confianza, la atención y las enseñanzas durante la realización de este proyecto. Al Dr. Rubén Cejudo por toda la ayuda y paciencia en campo, laboratorio y gabinete.

Agradezco a la Dra. Martha Gabriela por la orientación, apoyo y dedicación en la sugerencias y críticas en la realización de este proyecto.

A mis amigos del posgrado; Nayeli, Berenice, Daniel, Alejandra, Lua, Boris, Marco, Oscar, Victoria, Lili, Beatriz por el apoyo y críticas.

Agradecimientos especiales

A mis padres María Luisa y Nicolás, un gran ejemplo de paciencia y perseverancia dignos de seguir, porque nunca dejo de aprender de ustedes, me siento afortunado de tenerlos como padres y todo lo que tengo es gracias a su dedicación y trabajo de 29 largos años.

A mi compañera de vida Karina Cruz, tu consejos, paciencia y apoyo, porque eres una pieza clave en la realización de este proyecto. A mi hija Daniela, porque eres la razón de mi vida, me inspiras a ser mejor cada día

Índice

Resumen.....	1
Abstact.....	2
Introducción	3
CAPITULO 1.....	5
1.1. Justificación.....	5
1.2. Objetivo.....	6
1.2.1. Objetivos específicos	6
1.3. Hipótesis	6
1.5. Antecedentes	7
1.6. Contexto Geológico y tectónico	9
1.7. Unidades litológicas	11
<i>Miembro Cuicuiltic</i>	11
<i>Flujo Victoria (traquidacitas)</i>	12
<i>Flujo Tepeyahualco</i>	12
<i>Flujo Sarabia</i>	12
<i>Flujo de lava andesítico basáltico Atecox</i>	12
<i>Flujo de lava basáltica con olivino (Humeros)</i>	13
<i>Flujo de Lava El Pájaro</i>	13
CAPITULO 2.....	15
Marco Teórico	15
2. Introducción al campo magnético terrestre.....	15
2.1. Origen del campo magnético terrestre.....	16
2.2. Elementos del campo geomagnético	17
2.3. Modelo dipolar axial geocéntrico y dipolar inclinado.....	18
2.4. Variación del campo magnético terrestre	19
2.4.1. Variación secular	19
2.4.2. Excursiones geomagnéticas	20
2.4.3. Inversiones de polaridad	22
2.4.4. Campo magnético terrestre y los armónicos esféricos.....	22
2.4.5. Susceptibilidad magnética	28

2.4.5.1.	Diamagnetismo.....	29
2.4.5.2.	Paramagnetismo	29
2.4.5.3.	Ferromagnetismo	30
2.4.5.3.1.	Oxido de Fe-Ti.....	31
2.4.6.	Tipos de magnetización.....	32
2.4.6.1.	Magnetización Remanente Natural	32
2.4.6.2.	Magnetización Remanente Térmica (TRM)	33
2.4.6.3.	Magnetización Remanente Química (CRM)	34
2.4.6.4.	Magnetización Remanente detrítica (DRM)	35
2.4.6.5.	Magnetización Remanente Viscosa (VRM)	36
2.4.7.	Dominios Magnéticos.....	36
CAPITULO 3.....		38
Metodología.....		38
3.1.	Trabajo de campo.....	38
3.2.	Preparación de muestras.....	39
3.3.	Caracterización magnética	40
3.3.1.	Medición de magnetización remanente natural	40
3.3.2.	Desmagnetización mediante campos alternos	41
3.3.3.	Curvas K-T o Termomagnéticas	42
3.3.4.	Determinación de paleointensidades método Tellier Coe.....	43
CAPITULO 4.....		47
4.	Resultados.....	47
4.1.	Magnetización remanente natural	47
4.2.	Curvas termomagnéticas (K-T).....	47
4.3.	Paleodirecciones.....	51
4.4.	Paleointensidades.....	54
4.5.	Dataciones Paleomagnéticas.....	58
Discusión.....		61
Conclusiones		65
Bibliografía.....		67

Lista de Figuras

Fig. 1 Mapa de localización de los estados en que se encuentra el complejo volcánico. b; ubicación con respecto a la ciudad de Puebla. c; porción suroeste del Complejo Volcánico Los Humeros, se muestra los sitios de estudio; Flujos de lava (círculos verdes) y conos de escoria (círculos amarillos).	7
Fig. 2 Mapa de la Faja Volcánica Transmexicana, se muestra la ubicación en el sector oriental el Complejo Volcánico Los Humeros (CVLH), modificado de Siebert y Carrasco-Núñez (2002).	10
Fig. 3 Mapa geológico del Caldera Volcánica Los Humeros. Se observan las diferentes unidades geológicas donde se realizó el muestreo paleomagnético.	14
Fig. 4 Descripción de los elementos del campo magnético (Butler, 1992).	17
Fig. 5 a) Modelo dipolar magnético axial, b) Modelo geocéntrico dipolar inclinado, (Butler 1992).	19
Fig. 6 Curva de variación secular del centro de Italia, variación del tiempo en una proyección estereográfica para los años 1600 hasta el presente tomado de Lanza y Meloni, (2006).	20
Fig. 7 Excursiones geomagnéticas de Matuyama-Brunhes identificadas por Champion et al., (1998). Colores negros, polaridad normal y blanco, polaridad inversa, en color gris se muestran las excursiones (Macelhinny y McFadden, 2000).	21
Fig. 8 Estructura del campo geomagnético obtenido por modelos ideales. Se observa tres tiempos a, 500 años, b; punto medio y c; 500 años después del punto medio, obteniendo como resultado una inversión dipolar Gazmaier y Roberts, (2015).	22
Fig. 9 Coordenadas x, y, z centradas en la Tierra. Coordenadas esféricas: para punto P en la superficie de la Tierra, r es la distancia desde el centro de la Tierra, θ colatitud y λ longitud (Lanza y Meloni 2006).	24
Fig. 10 Ejemplos de armónicos zonales Legendre de bajo grado (P0 – P06) en la superficie de la Tierra se muestran para $0 < \theta < \pi$. En la imagen inferior se muestra la función P6 donde se muestra a lo largo de la circunferencia de un círculo con zonas grises y blancas para indicar valores negativos y positivos para P6 en la superficie esférica (Ahern, 2004 en Lanza y Meloni, 2006).	26
Fig. 11 Armónicos de superficie, muestra los casos especiales de un armónico zonal y sectorial, y el caso general de un armónico tesserar (Lanza y Meloni, 2006).	28
Fig. 12 Magnetización inducida J_i versus campo magnético H en sustancias diamagnéticas y paramagnéticas (Lanza y Meloni, 2006).	30
Fig. 13 Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio, modificado de McElhinny y McFadden, 2000.	31
Fig. 14 a) Colada de lava, b) Formación y alineación de cristales en temperaturas altas, c) cristales ya formados, roca en enfriamiento donde se adquiere el magnetismo actual a su formación (Tauxe, 2016).	33
Fig. 15 Distribución de temperatura de bloqueo típico de una roca basáltica. Línea sólida TRM indica la cantidad de TRM restante después de la etapa de calentamiento para cada temperatura. Los bloques de colores muestran la cantidad de TRM y el TRM faltante (p TRMs) (Tauxe, 2016).	34
Fig. 16 Representación gráfica de los diferentes dominios magnéticos a). Dominio magnético simple, b) y c) Dominio magnético múltiple Tauxe, 2016)	37
Fig. 17 Imágenes de los sitios de muestreo representativos de Complejo Volcánico Los Humeros, se observan los sitios LH-01, LH-06, LH-08, LH-11.	39
Fig. 18 Especímenes representativos del Complejo Volcánico Los Humeros, orientados, se observa las diferentes composiciones basálticas a dacíticas. Especímenes cortados a medida estándar de 11cm^3 .	40
Fig. 19 a) Magnetometro JR6. B) Desmagnetizador AF. Laboratorio interinstitucional de Magnetismo Natural, UNAM, Campus Morelia.	42
Fig. 20 Kappabridge ó Susceptibilímetro modeo MFK1 utilizado para obtener las curvas termomagnéticas k.T.	43

<i>Fig. 21 Equipo de blindaje (Jaula) equipada para aislar el campo magnético, en la parte izquierda se encuentra el desmagnetizador de giro JR6 y en la derecha e horno modelo MMTD80A del Servicio Arqueomagnético Nacional, UNAM unidad Morelia.</i>	44
<i>Fig. 22 . Diagrama de Arai que representa el componente del NRM restante versus pTRM ganado en cada calentamiento. Los triángulos son los pasos de control. Se observa un ejemplo en la temperatura 300 °C donde hay una alteración durante el experimento (Tauxe, 2016).</i>	46
<i>Fig. 23 Proyección de igual área de la magnetización remanente natural.</i>	47
<i>Fig. 24 Curvas de susceptibilidad vs temperatura, se indica de color rojo el calentamiento y de color azul el enfriamiento en el proceso de medición, la susceptibilidad se muestra normalizada a 0,</i>	50
<i>Fig. 25 Diagramas de Zijderveld y proyecciones estereográficas, obtenidas por la desmagnetización progresiva del NRM por campo alterno (AF).</i>	52
<i>Fig. 26 a) Direcciones obtenidas promedio de cada espécimen del Complejo Volcánico Los Humeros, representados en un diagrama de igual área, b) Direcciones promedio de los 13 sitios en el recuadro derecho se detallan los colores de cada sitio con el nombre que le corresponde a cada flujo.</i>	54
<i>Fig. 27 Diagramas de Arai de los especímenes representativos de distintos flujos, las líneas punteadas negras son las temperaturas de chequeo, las línea roja continua representa la línea de mejor ajuste. En el gráfico T vs NRM se observa el cambio de la MRN original por TRM de laboratorio.</i>	58
<i>Fig. 28 Ejemplo de datación obtenida del flujo Mancuernas por la herramienta de Matlab <code>archaeo_dating</code></i>	59
<i>Fig. 29 Comparación de las edades posibles en las cuales fueron emplazadas los flujos de lava y conos de escoria del CVLH, de color rojo se muestran las edades de Juárez-Arriaga, 2018, de color verde edades radiométricas de Carrasco-Núñez et al., 2018 y de color morado los fechamientos paleomagnético de este estudio.....</i>	64

Lista de Tablas

<i>Tabla 1 Tabla de localización de los sitios muestreados del Complejo Volcánico Los Humeros</i>	38
<i>Tabla 2. Resultados de paleodirecciones promedio del Complejo Volcánico los Humeros</i>	53
<i>Tabla 3 Resultados de paleointensidades y estadística para el Complejo Volcánico Los Humeros.....</i>	56
<i>Tabla 4 En la primera columna se muestra el nombre del flujo, en la columna dos se denota la clave del sitio y en la última columna se aprecia la datación paleomagnética más probable obtenida de cada sitio.....</i>	60

Resumen

El método de fechamiento magnético está basado en el hecho de que las rocas contienen pequeñas cantidades de minerales magnéticos que pueden registrar la dirección e intensidad del campo magnético de la Tierra presentes en el momento de su formación. Cuando se dispone de una curva de variación paleosecular para un área geográfica determinada (también conocida como curva maestra arqueomagnética), el registro paleomagnético que se obtiene de las rocas puede compararse y proporcionar un fechamiento preciso del momento de emplazamiento de las rocas estudiadas. En el presente trabajo, se aplicó el método de predicción de campo geomagnético *SHADIF14K* a partir de las inclinaciones, declinaciones e intensidades absolutas de fechamiento a rocas provenientes de 14 sitios (ocho flujos de lava y seis conos de escoria) que pertenecen al Complejo Volcánico Los Humeros (CVLH) para el centro de México. Se obtuvieron edades de siete eventos eruptivos distintos. Las edades encontradas son compatibles con las edades radiométricas reportadas para otros eventos volcánicos del CVLH. También se encontró evidencia de eventos eruptivos más antiguos (polaridades negativas) que podrían corresponder a edades entre 45,000 y 39,000 años A.P. Estos hallazgos representan una aportación significativa en el conocimiento de la evolución eruptiva complejo volcánico y son un ejemplo de confiabilidad del método paleomagnético como herramienta para fechar erupciones volcánicas recientes.

Palabras clave: Humeros, paleomagnetismo, paleointensidades, paleodirecciones, datación

Abstract

The magnetic dating method is based on the fact that rocks contain small amounts of magnetic minerals that can record the direction and intensity of the Earth's magnetic field present at the time of their formation. When a paleosecular variation curve is available for a given geographic area (also known as an archaeomagnetic master curve), the paleomagnetic record obtained from the rocks can be compared and provide an accurate dating of the location of the rocks studied. In the present work, the SHADIF14K geomagnetic field prediction method was applied from the inclinations, declines and absolute intensities of dating to rocks from 14 sites (eight lava flows and six slag cones) belonging to the Los Volcanic Complex. Humeros (CVLH) for central Mexico. Ages were obtained from seven different eruptive events. The ages found are compatible with the radiometric ages reported for other CVLH volcanic events. Evidence was also found for older eruptive events (negative polarities) that could correspond to ages between 45,000 and 39,000 years B.P. These findings represent a significant contribution to the knowledge of the volcanic complex eruptive evolution and are an example of the reliability of the paleomagnetic method as a tool for dating recent volcanic eruptions.

Introducción

El paleomagnetismo tiene como fundamento el hecho de que, si una roca es magnetizada en presencia de un campo geomagnético, esta roca registrará las condiciones del campo magnético terrestre existente en el momento de su formación. Se tiene un amplio registro de que el Campo Magnético Terrestre (CMT) cambia su polaridad sin periodicidad; el norte magnético se torna sur magnético y viceversa. Considerando estos dos aspectos, la información acerca de las características y cambios del campo geomagnético puede obtenerse mediante el estudio detallado de estos. Ahora bien, si se conocen con precisión las variaciones del CMT en el pasado, es posible establecer un registro de variación temporal (curva de variación secular) el cual se usa como método de datación, permitiendo obtener fechamientos paleomagnéticos el cual puede ser tan preciso como los métodos de datación radiométricos (Tauxe, 2010).

Este método de datación representa un método alternativo y eficiente para fechar lavas formadas durante los últimos 14,000 años y es conocido como fechamiento arqueomagnético (Goguitchaichvili, 1999), este método ha mostrado ser significativamente más preciso que métodos radiométricos de K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cuyo intervalo de aplicación se extiende a intervalos de tiempo más antiguos (> 50 ka). Dentro de la escala de tiempo de 14 ka el método de fechamiento por ^{14}C , es, comúnmente el más utilizado para fechar rocas formadas durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (<50 ka). Una diferencia significativa entre ambos métodos, es que en los fechamientos realizados por ^{14}C , la datación se realiza sobre el carbono asociado a la materia orgánica carbonizada por la formación rocosa o los paleosuelos que la limitan y no se hace directamente sobre la roca en cuestión; por el contrario, el fechamiento paleomagnético permite datar el momento de formación de la lava (durante su enfriamiento), es decir, el momento de su formación.

Si bien existen trabajos anteriores (*p.ej.* Mark *et al.*, 2010; Urrutia Fucugauchi *et al.*, 2016a; 2016b; Pérez-Rodríguez *et al.*, 2016, Böhnell *et al.*, 2016, Mahgoub *et al.*, 2018, Cifuentes *et al.*, 2017); que han probado la eficacia de esta metodología, estos trabajos difieren al modelo de predicción de la variación secular tomando como

referencia las curvas de referencia utilizadas. A pesar del aumento en los años recientes en la cantidad de datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos, los datos disponibles para la construcción de las curvas de variación secular del Holoceno para México aún son escasos y no todos cumplen con criterios de calidad estrictos para que puedan arrojar edades confiables. En este trabajo se propone utilizar de forma sistemática el modelo SHADIF14K propuesto por Pavón-Carrasco *et al.*, (2014) en lavas de volcanes pertenecientes al Complejo Volcánico de Los Humeros (CVLH).

El CVLH registra una actividad volcánica eruptiva desde inicio del Cuaternario hasta el Holoceno en donde se pueden distinguir tres etapas principales. La primera etapa culminó hace ~460 ka con la erupción que dio lugar a la caldera Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984), la segunda etapa inició alrededor de 360 ka, continuó con una serie de erupciones explosivas plinianas y sub-plinianas hasta 240 ka aproximadamente, depositando la sucesión conocida como la Toba Faby (Ferriz y Mahood, 1984), finalmente la tercera etapa eruptiva comenzó con una erupción explosiva seguida de emplazamientos de lavas y conos de escoria. Existe una cantidad de eventos eruptivos a lo largo de la evolución geológica del CVLH, sin embargo, la datación de estos eventos es escasa por lo que es necesario determinar la edad de los eventos eruptivos para establecer una cronología más precisa del desarrollo de la CVLH.

La mayor parte de las edades disponibles hasta ahora se han obtenido mediante métodos radiométricos de ^{14}C y representan la edad del carbón asociado a la formación de suelos, y no necesariamente corresponde a la edad de la roca estudiada. El método paleomagnético, sin embargo, proporciona una determinación precisa de la edad al momento de enfriamiento del flujo de lava.

La determinación de edades de los flujos de lava se realiza una vez que se obtienen las componentes del campo magnético de la Tierra presente al momento de su formación mediante los métodos paleomagnéticos tradicionales y al comprobar que satisfacen algunos criterios de calidad (Gogutchichvili *et al.*, 2012). Para determinar la edad de formación de roca volcánica, se comparan las componentes de su

magnetización remanente (declinación, inclinación e intensidad) con una Curva de Referencia de Variación Paleosecular, la cual puede ser completada por las curvas sintéticas, así como el modelo de variación secular (Pavón-Carrasco *et al.* 2011; 2014) y proporcionan un valor promedio de cada elemento del campo geomagnético (declinación, la inclinación o intensidad) a un nivel de confianza del 95%.

Al inicio del desarrollo de esta metodología se empleó para modelos de hasta 8,000 años utilizando las funciones de densidad de probabilidad de los tres elementos del campo geomagnético propuestos por Lanos (2004). Estos modelos se construyeron a partir de los datos disponibles en ese momento, sin embargo, Pavón-Carrasco, (2014) señaló la necesidad de aplicar filtros de calidad en estos datos que permitieran hacer estimaciones estadísticas más confiables. El modelo de datación usado fue SHA.DIF.14K, el cual usa la base de datos de GEOMAGI50v3, la cual incluye tanto datos arqueomagnéticos como datos paleomagnéticos provenientes de lavas y datos de modelación por armónicos esféricos (DHA) en las tres direcciones del campo magnético(DIF) para los 14,000 años.

En concreto este proyecto de tesis se aplicó el modelo de predicción de campo geomagnético SHA.DIF.14K para la obtención de datos de flujos de lavas mediante el empleo de las tres componentes vectoriales de campo magnético en las rocas de las unidades geológicas del CVLH.

CAPITULO 1

1.1. Justificación

El desarrollo del CVLH ha sido complejo, a lo largo de su historia se han presenta importantes derrames de flujos volcánicos, los cuales ocurrieron en periodos de tiempo muy cortos. En la actualidad se cuentan con dataciones absolutas de algunos derrames volcánicos llevados a cabo con técnicas convencionales, las dataciones paleomagnéticas en rocas volcánicas es un método innovador, confiable además de que los fechamientos son próximos a la formación de roca eso hace que su incertidumbre sea menor. Como se

menciona el CVLH en un corto tiempo ha tenido gran actividad es por eso el interés en este campo volcánico ya que representa un riesgo por un posible nuevo evento magmático.

1.2. Objetivo

Determinar las componentes magnéticas de diferentes unidades volcánicas del CVLH por métodos magnéticos, con la finalidad de aportar nuevos datos del campo magnético terrestre y dataciones correspondientes a los últimos 14,000 años para la parte centro oriental de México.

1.2.1. Objetivos específicos

- Determinar las componentes de vector paleomagnético (declinación, inclinación, intensidad) de la parte SO del CVLH.
- Identificar la mineralogía magnética y alteraciones en lavas y conos de escoria del CVLH.
- Determinar la edad de cada unidad geológica por medio del modelo SHA.DIF.14k y hacer un análisis comparativo con las dataciones radiométricas reportadas en la literatura.
- Aportar nueva información del vector paleomagnético para la zona Centro-Oriente de México y contribuir con el mejoramiento del modelo de Curva de Variación Secular de México.

1.3. Hipótesis

Los flujos de lava y conos de escoria son portadores de minerales magnéticos los cuales graba la dirección del campo magnético durante los periodos de la evolución del CVLH para los últimos 14000 años (declinación, inclinación e intensidad), los cuales pueden contribuir al conocimiento de la base crono-estratigráfica del complejo, así como delimitar mejor la curva de variación secular de México para el Holoceno y mejorar el modelo predictivo SHA.DIF.14K.

1.4. Área de Estudio

El CVLH se encuentra en la parte este-centro del estado de Puebla, colinda al este con el estado de Veracruz y está ubicado al este de la Ciudad de México a una distancia de 180 km. La ciudad de Puebla se encuentra al SO del CVLH a una distancia de 100 km. La caldera del CVLH tiene un diámetro de ~20 km y cuenta con derrames volcánicos que se extienden desde decenas de metros hasta 20 km desde su origen (Fig. 1).

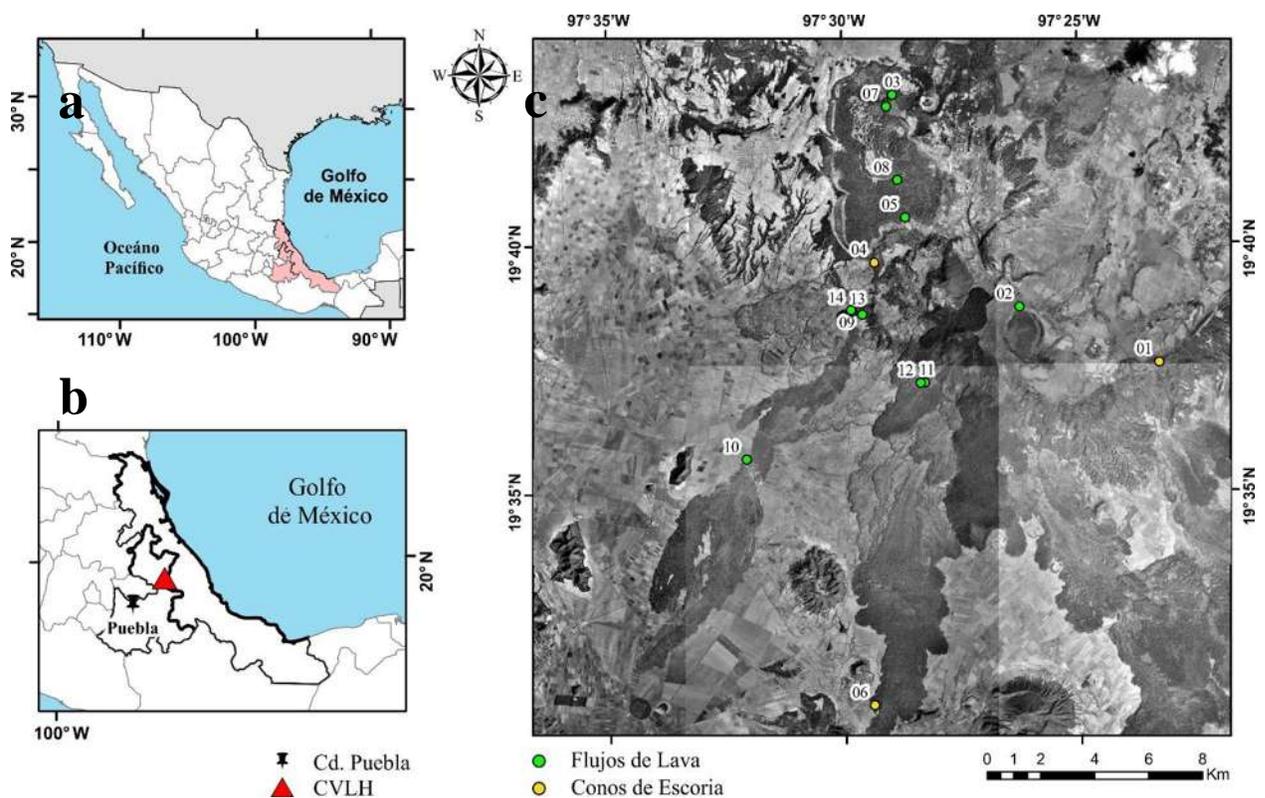


Fig. 1 Mapa de localización de los estados en que se encuentra el complejo volcánico. **b**; ubicación con respecto a la ciudad de Puebla. **c**; porción suroeste del Complejo Volcánico Los Humeros, se muestra los sitios de estudio; Flujos de lava (círculos verdes) y conos de escoria (círculos amarillos).

1.5. Antecedentes

Durante los últimos años, el CVLH ha sido sitio estratégico por cuestiones energéticas, siendo la geotermia el principal punto de interés. Por su parte, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) a finales de los 70's y principios de los 80's realizó los primeros mapas como resultado de las primeras exploraciones geotérmicas. Pérez-Reynoso (1978) y Yáñez y Casique (1980) hicieron un

mapeo fotogeológico; Ferriz y Yáñez (1981) elaboraron una cartografía a detalle de la zona; Ferriz (1982) describió el sistema geotérmico de los Humeros. Posteriormente, se realizó una descripción detallada tanto de su evolución como de su estratigrafía donde Ferriz y Mahood (1984) aportaron dataciones K-Ar, y Verma y López (1983) hicieron aportes de análisis geoquímicos del CVLH.

En la actualidad, se han hecho esfuerzos para entender la estructura interna de este tipo de calderas, documentando la evolución estructural desde su etapa inicial y hasta su colapso, así como la complejidad de las estructuras que han surgido posteriormente debido a la reactivación de fallas y colapso de la caldera (Acocella, 2007, 2008). El análisis de estos estudios sirvió como punto de partida para comprender su erupción y evolución magmática (Willcox, 2011).

Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, (2014) hicieron un extenso estudio documentando la estratigrafía y vulcanología del miembro Cuicuiltic, el cual representa una erupción inusual derivada de una actividad eruptiva bimodal alternando dos composiciones de magmas: traquiandesíticos y basálticos, los cuales mostraron una edad de 6.4 ka B.P (~4450 a.C.).

Norini *et al.*, (2015) realizaron un análisis estructural detallado de las características tectónicas y vulcano-tectónicas cuaternarias, este estudio reveló la dinámica y cinemática de las diferentes calderas que se encuentran en el CVLH.

Carrasco Núñez *et al.* (2015) realizaron un estudio detallado para evaluar los recursos geotérmicos del CVLH, por lo cual recopilaron una vasta información de datos geológicos, geoquímicos y geofísicos. Posteriormente Carrasco Núñez *et al.* (2017) realizaron un mapeo geológico reportando nuevas dataciones por U/Th y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ferriz y Mahood (1984) concluyeron que el CVLH tiene una compleja y activa historia geología durante el Holoceno; Carrasco-Núñez *et al.*, (2018) aportó nuevas dataciones para diferentes flujos por el método U/Th usando circones por lo que se hizo una nueva evaluación geológica del complejo.

Los estudios paleomagnéticos hechos en el CVLH en 2016 y 2018 en 22 sitios mostraron resultados de dataciones de flujos de lava jóvenes en 13 sitios; entre los de interés para este proyecto son: el flujo Texcal, El Pájaro y, Los Humeros

con rangos de edades de emplazamiento de 2500-1900 a.C. 1300-600 a.C. y 2070-1890 a.C., respectivamente (Juárez-Arriaga 2016; 2018).

1.6. Contexto Geológico y tectónico

El CVLH está ubicado en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual es un arco volcánico continental activo de 1200 km de largo y una amplitud irregular entre 80 y 230 km. Se caracteriza por tener más de 8000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos con direcciones preferenciales E-O en la parte central y oriental, y ONO-ESE en su parte occidental (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Fig. 2). La FVTM es resultado de la subducción de la placa de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana, también llamada Trinchera de Acapulco (Ferrari *et al.*, 2012). La actividad magmática de la FVTM es del Mioceno-Cuaternario y ha tenido cuatro principales pulsos, los cuales presentan diferentes características espaciales y de composición (Gómez-Tuena *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2012).

La FVTM se divide en tres sectores (occidental, central y oriental) basados en su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988; Gómez Tuena *et al.*, 2005). La porción occidental se encuentra entre las costas del Golfo de California y el punto triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); la porción central está comprendida entre el punto triple y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a); y la porción oriental desde el sistema de fallas hasta las costas del Golfo de México (Gómez Tuena *et al.*, 2005). Se puede sintetizar la historia geológica de la FVTM dividiéndola en cuatro episodios: 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, 2) un episodio máfico del Mioceno tardío, 3) un episodio silíceo de finales del Mioceno (~7.5 – 5 Ma) que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano (5 – 3 Ma), y 4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío-Cuaternario.

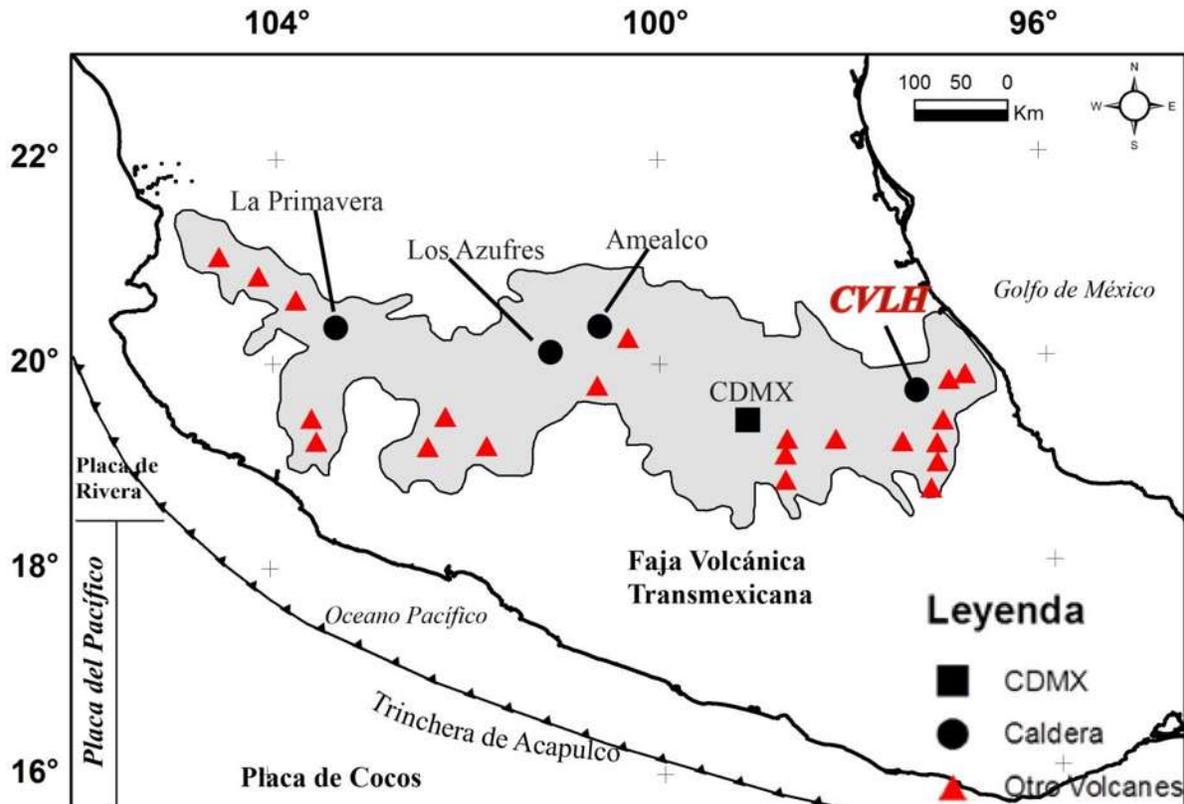


Fig. 2 Mapa de la Faja Volcánica Transmexicana, se muestra la ubicación en el sector oriental el Complejo Volcánico Los Humeros (CVLH), modificado de Siebert y Carrasco-Núñez (2002).

El CVLH se encuentra dentro de la cuenca Libre-Oriental con tendencia NE, se interpreta como un graben dentro de una zona de tensión (Romero, 1991), el cual está emplazado en los lineamientos regionales de la Sierra Madre Oriental (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987).

El basamento de CVLH está constituido por un complejo Paleozoico metamórfico e intrusivo, cubierto por rocas sedimentarias plegadas de edad Mesozoica con intrusiones terciarias (Yáñez y Casique, 1980). El basamento se deformó por dos eventos tectónicos principales: la Orogenia del Cretácico tardío al Paleoceno con orientaciones principales al NO-SE, afectando las rocas sedimentarias del Mesozoico (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995, Fitz-Díaz *et al.*, 2017) y el segundo evento corresponde a fases extensivas y transtensionales del Eoceno-Plioceno que produjeron fallas de dirección NO-NE

(Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987, López-Hernández 1995; Carrasco-Núñez *et al.*, 2017).

La historia de erupción del CVLH sugiere que la ruptura promedio aumentó con el tiempo y excedió la regeneración del magma diferenciado. Dicha erupción inicia en el Cuaternario superior y se desarrolló en tres etapas principales; en la primera etapa, se observan lavas riolíticas pre-caldera con alto contenido de sílice ~460 ka, que culminó con la erupción explosiva de la ignimbrita Xáltipan, y dio lugar a la caldera Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984).

La segunda etapa inició con la extrusión de un domo de riolita con alto contenido en sílice hace ~360 ka, y continuó con una serie de erupciones explosivas plinianas y sub-plinianas de ~240 ka, produciendo una sucesión de capas de caída de pómez riodacíticas-andesíticas conocidas como la Toba Faby (Ferriz y Mahood, 1984).

La tercera etapa eruptiva comenzó alrededor de los 100 ± 60 ka con una erupción explosiva de composición riodacítica (Toba Zaragoza). Posteriormente una erupción dacítica que produjo un depósito de caída de pómez (Toba Xoxoctic), seguida de emplazamientos de lavas andesíticas, basalto-andesitas, conos de escoria, una erupción de tefra riodacítica y andesítica, y la formación de la caldera Xalapaxco (Ferriz y Mahood, 1984).

1.7. Unidades litológicas

Miembro Cuicuiltic

Cubre aproximadamente 2500 km² en sus facies proximales y tiene de espesor 1.5 a 8 m. Su depósito es posterior a la ignimbrita Xaltipán y Zaragoza, tiene una composición contrastante de toba traquidacítica a escoria basáltico-andesítico. Representa el último evento explosivo de la caldera Los Humeros, originando una cadena de explosiones plinianas y estrombolianas. El miembro Cuicuiltic tiene una edad de 6400 años a.C. (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). El miembro Cuicuiltic es usado como límite estratigráfico, teniendo así un control cronoestratigráfico que representa una pieza clave para las posteriores dataciones paleomagnéticas.

Flujo Victoria (traquidacitas)

Corresponde a lavas de color negro con vesículas, de composición traquidacíticas y en pequeña proporción de lavas basales traquiandesíticas, presentan una matriz vítrea, textura porfírico-traquítico contiene plagioclasa, piroxenos y olivino con presencia de fenocristales. Estos flujos se generaron en la parte sur de la caldera distribuyéndose por el suroeste, cerca de las localidades de Guadalupe, Victoria y Madero (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017).

Flujo Tepeyahualco

Unidad de color negro, textura afanítica a porfírica, lava traquiandesítica y traquiandesita basáltica, flujos con plagioclasas y fenocristales de piroxeno. Estos flujos estallaron al sur de la caldera. Uno de estos flujos alcanzó una distancia de 14 km desde el borde de la caldera (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017).

Flujo Sarabia

Corresponde a lavas porfídicas en bloques de color negro, presenta vesículas usualmente alargadas. El contexto mineral consiste en plagioclasas y fenocristales de piroxeno. La matriz consiste principalmente por microlitos formados por plagioclasas tabulares y material criptocristalino de vidrio en menor proporción. Estos flujos estallaron en la sección sur de la caldera y se distribuyeron hacia el sur, donde estos flujos alcanzaron longitudes de 13.5 km Carrasco-Núñez *et al.*, 2017).

Flujo de lava andesítico basáltico Atecax

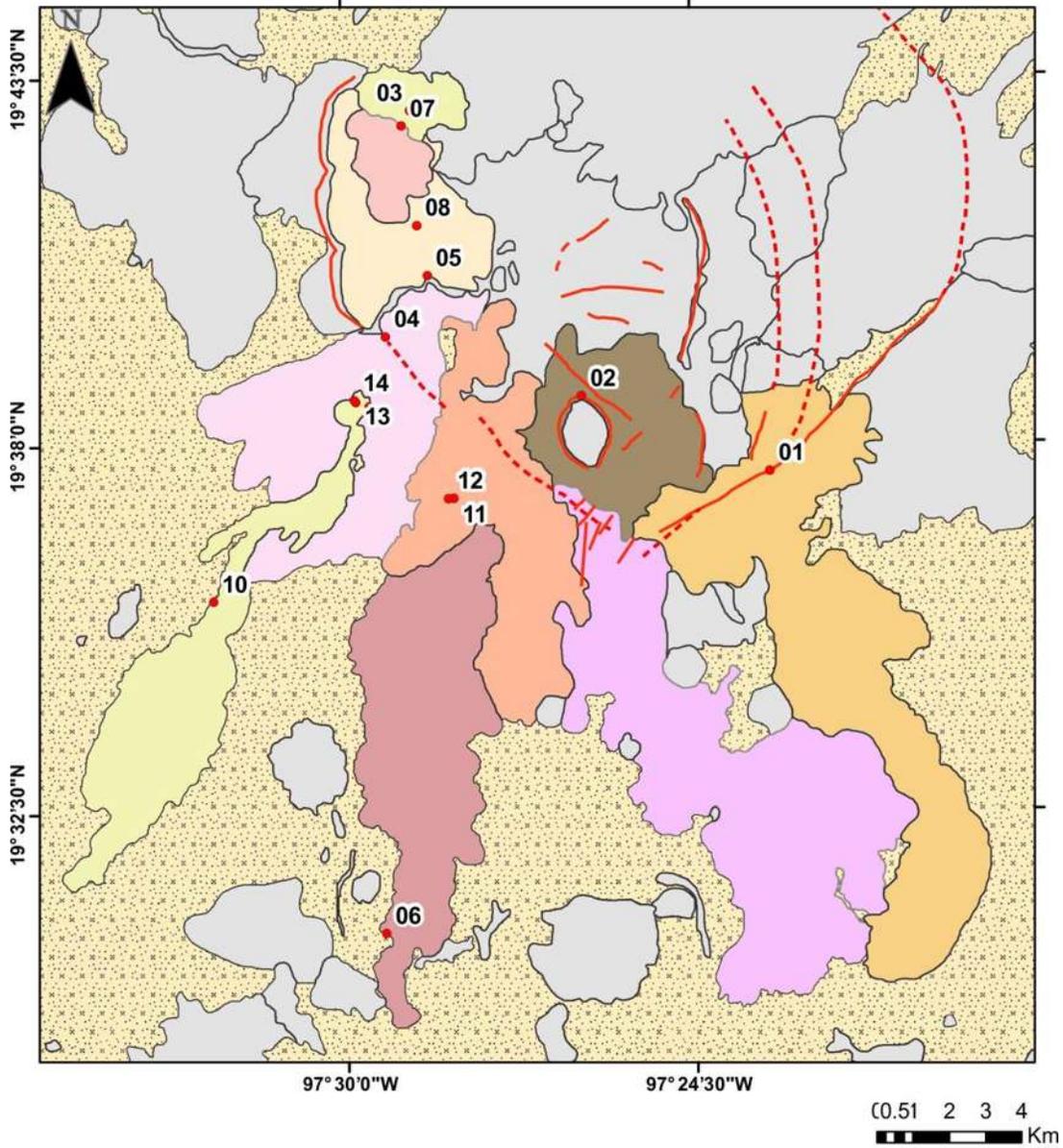
Esta unidad está constituida de lava andesítica basáltica de color negro. Presenta vesículas de menor a mayor tamaño, con textura porfírica y matriz vítrea con fenocristales incrustados de plagioclasas y piroxenos. Se encuentran algunos afloramientos de secuencias piroclásticas que pueden superponerse o correlacionarse con el miembro Cuicuiltic, por lo tanto, su edad inferida es de 7.3 ka (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). Uno de sus flujos tuvo un alcance efusivo aparentemente de unos 3 km al oeste del pueblo de Buenavista desplazándose 15 km (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017).

Flujo de lava basáltica con olivino (Humeros)

Esta unidad consiste en lava basáltica de color negro, con estructura parcialmente columnar, moderadamente vesiculada, presenta textura porfirítica de material criptocristalino y vidrio. Los flujos de lava se componen de plagioclasas, olivino, piroxeno y fenocristales. Aparentemente esta unidad representa una de las últimas etapas volcánicas asociadas a la actividad de la caldera. Este flujo se superpone al miembro Cuicuiltic en los alrededores del cráter de Xalapazco y al SW de la caldera cerca del pueblo de Texcal. El paleosuelo subyacente al último afloramiento datado con ^{14}C tiene una edad máxima de 3870 ± 130 años a.C. (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017).

Flujo de Lava El Pájaro

Unidad de color negro, presenta bandeamiento, flujo de lava raquíptico porfirítico en bloque, con muy baja vesicularidad, a veces reemplazado por sílice. Estos flujos están compuestos por plagioclasa, piroxeno, escasos anfíboles y fenocristales de cuarzo, que están incrustados en una matriz cristalina a criptocristalina. Aflora en la parte occidental del cráter Xalapazco, donde se superpone al miembro Cuicuiltic. Se reportaron trozos de carbono en la parte basal que muestran una edad de ^{14}C de 2860 ± 30 años a.C. (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017; Fig. 3).



Leyenda

- | | |
|---|--|
|  Flujo de lava El Limón/Frijol |  Flujo de lava Texcal |
|  Flujo de lava La Victoria |  Flujo de lava el Pajaro |
|  Flujo de lava Los Humeros |  Maxtaloya |
|  Flujo de lava Sarabia |  Depósitos piroclásticos indeterminados |
|  Flujo de lava Tepeyahualco |  Unidades indiferenciadas |

Fig. 3 Mapa geológico del Caldera Volcánica Los Hornos. Se observan las diferentes unidades geológicas donde se realizó el muestreo paleomagnético

CAPITULO 2

Marco Teórico

2. Introducción al campo magnético terrestre

El estudio del Campo Magnético Terrestre (CMT) tiene una gran historia e influyó de manera importante en la historia del hombre. En la antigua Grecia, cerca del año 800 a.C., observaron en este tiempo observaron que ciertas rocas atraían a otras rocas (magnetita) mas no se entendían el fenómeno. Los Chinos describen las propiedades magnéticas, siendo los primeros en descifrar sus propiedades direccionales; observaron que un imán suspendido siempre se orientaba en una dirección preferencial N-S (Basavaiah, 2012).

Por otra parte, Carlson en 1975 encuentra un artefacto indicando una posible utilidad magnética, la cual consiste en una barra pulida con una ranura y en ella un mineral magnético, indicando el vector del momento magnético en un plano flotante de origen Olmeca. De confirmar este artefacto, los Olmecas serían probablemente el primer centro de civilización de Mesoamérica que se tiene registro en utilizar la orientación magnética

En el siglo XIII la brújula toma una gran importancia en Europa donde atribuyen sus propiedades a la estrella del norte. No fue hasta que Petrus Peregrinus en 1216 realiza experimentos y escribe su obra *Epístola de Magnete*, en (1269), definiendo por primera vez el concepto de polaridad, se da cuenta que se tienen meridianos magnéticos, los cuales son más fuertes en los polos y establece las propiedades dipolares del imán (McElhinny y McFadden, 2000).

En el siglo XV gran parte de las embarcaciones usaban la brújula como apoyo para la navegación. La inclinación magnética fue definida por Georg Hartman en 1544. En 1576, Robert Norman Mercator descubre de forma independiente que la declinación (el ángulo que forma la componente horizontal del vector con el norte geográfico, con ángulos de 0° a 360°) no tiene relación con la estrella polar y decide fijar el polo magnético en la Tierra.

En 1600, William Gilbert publica el primer tratado científico escrito titulado: *De Magnete* donde concuerda con el trabajo de Petrus Peregrinus. Gilbert concluye que “*magnus magnes ipse est globus terrestres*” (el globo terráqueo en si es un imán).

2.1. Origen del campo magnético terrestre

Explicar el origen del CMT no es un problema sencillo, implica establecer un modelo aún más avanzado que la hipótesis que lo describe. W. Gilbert en 1600, fue el primero en explicar el CMT proponiendo que el centro de la Tierra es parecido a un imán gigante que origina el campo. Gauss (1839) fue el primero en expresar el problema de forma matemática y determinar de forma general la fuente.

El concepto fundamental del estudio del magnetismo es el dipolo, el cual es un sistema que consta de dos cargas magnéticas de igual intensidad y signos opuestos, lo que ocurre de manera similar en el caso del dipolo eléctrico. El origen físico del magnetismo radica en las propiedades eléctricas de la materia, un electrón en su órbita genera una corriente eléctrica que a su vez genera un campo magnético.

A principios del siglo XX, la sismología dio un panorama más claro en la búsqueda del origen del CMT. La hipótesis de que la Tierra posee un núcleo fluido, compuesto principalmente de material de alta conductividad como el hierro, impulsaba de nuevo a la teoría de un origen interno del campo magnético, pero de un enfoque diferente: movimientos de fluidos conductores a profundidad capaces de producir corrientes eléctricas que en consecuencia generan un campo magnético, parecido a un dinamo. Este dinamo funciona a través de una distorsión y amplificación de un campo magnético inicial debido a una interacción magnetohidrodinámica con los movimientos de convección que constituye el núcleo de la Tierra (Lanza y Menoli, 2006).

La teoría del dinamo magnético terrestre (DMT) surge a partir de una sugerencia de Larmor (1919), la cual propone que el campo magnético de la Tierra podría mantenerse mediante un mecanismo análogo autoexcitado. Posteriormente, Elsasser, (1946) y Bullard (1949) proponen que el núcleo de hierro es un conductor que actúa como un dinamo autoexcitado produciendo corrientes eléctricas y manteniendo el campo geomagnético (McElhinny y McFadden, 2000). La hipótesis más aceptada es la del Geodínamo, la cual se puede explicar cómo en el núcleo exterior existe actividad magnética, se encuentra en forma fluida o fundida. Elementos como Fe, Ni y algunos componentes más ligeros se encuentran en movimiento, resultado de la convección del núcleo externo. Por su parte, el núcleo interno se convierte en un conductor eléctrico, este comportamiento sigue la ley de inducción de Faraday, la cual establece que si se hace pasar un flujo eléctrico a través de un material eléctricamente conductor se producirá un campo magnético perpendicular a la dirección del

flujo eléctrico. Sumando estos movimientos convectivos y la energía calorífica residual de la Tierra resultado de la fisión de isotopos radioactivos presentes como él (^{235}U , ^{238}U , ^{234}Th entre otros) creando un “motor magnético” (Buttle, 1992; Tauxe *et al.*, 2016).

2.2. Elementos del campo geomagnético

La componente principal del campo magnético de la Tierra ha sido definida como un dipolo geocéntrico axial, en otras palabras, un campo magnético dipolar alineado a lo largo de eje de rotación de la Tierra y centrado en ella (Tauxe; 2016, Lanza y Meloni, 2006), aunque no exactamente en su centro. Denotaremos F al vector del campo magnético de la Tierra y se puede definir indicando la intensidad y su dirección, se puede descomponer a lo largo de tres direcciones (Campbell, 2003; Fig. 4).

Declinación (D): Es el ángulo que forma el norte magnético con el norte geográfico, en sentido a las manecillas del reloj; entre 0° a 360° .

Inclinación (I): Es el ángulo entre la superficie de la Tierra y el vector (F), los números positivos indican que F apunta hacia abajo, los negativos indican hacia arriba, de -90° a $+90^\circ$.

La intensidad (H): magnitud del vector que se mide en micro Teslas (μT)

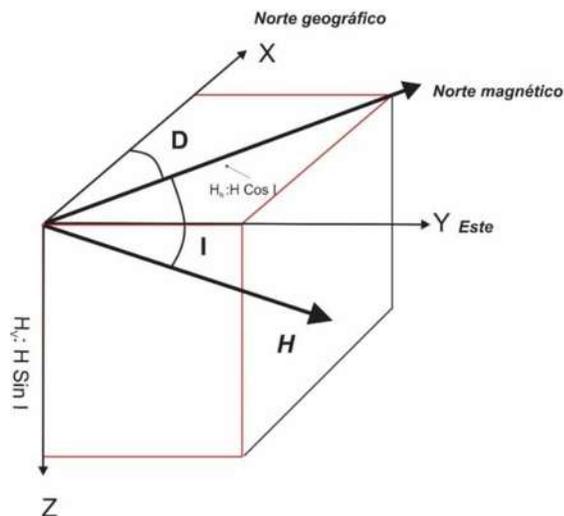


Fig. 4 Descripción de los elementos del campo magnético (Butler, 1992).

De la figura 4 por simple geometría la relación entre las variables está dada por las ecuaciones 2.1, - 2.4:

$$X = H \cos D \quad (2.1)$$

$$Y = H \sin D \quad (2.2)$$

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (2.3)$$

$$\tan I = \frac{Z}{X} \quad (2.4)$$

Para definir el campo, también podemos usar elementos angulares. La inclinación del vector F con respecto al plano horizontal, y la declinación D, al ángulo entre H, la componente horizontal de F y la componente X a lo largo del meridiano geográfico. La relación entre estos elementos es definida en la ecuación 2.5.

$$H = F \cos I; Z = F \sin I; Z = H \tan I; X = H \cos D; Y = H \sin D \quad (2.5)$$

2.3. Modelo dipolar axial geocéntrico y dipolar inclinado

El campo magnético está compuesto por una parte dipolar y no dipolar. El 90% del campo magnético observado tiene un comportamiento dipolar, el cual se cree que se origina en el centro de la Tierra (Butler, 1992). El modelo dipolo axial geocéntrico (GAD), presenta un dipolo magnético (M) en el centro de la Tierra y está alineado con su eje de rotación (Butler, 1992; Fig. 5a). El modelo del dipolo geocéntrico inclinado representa una comparación entre polos magnéticos y geomagnéticos (Fig. 5b). La inclinación del dipolo geocéntrico inclinado respecto al eje de rotación es de aproximadamente 11.5°. Los polos no coinciden con los polos magnéticos es por ello que el CMT tiene un comportamiento más complejo (Tauxe, 2016).

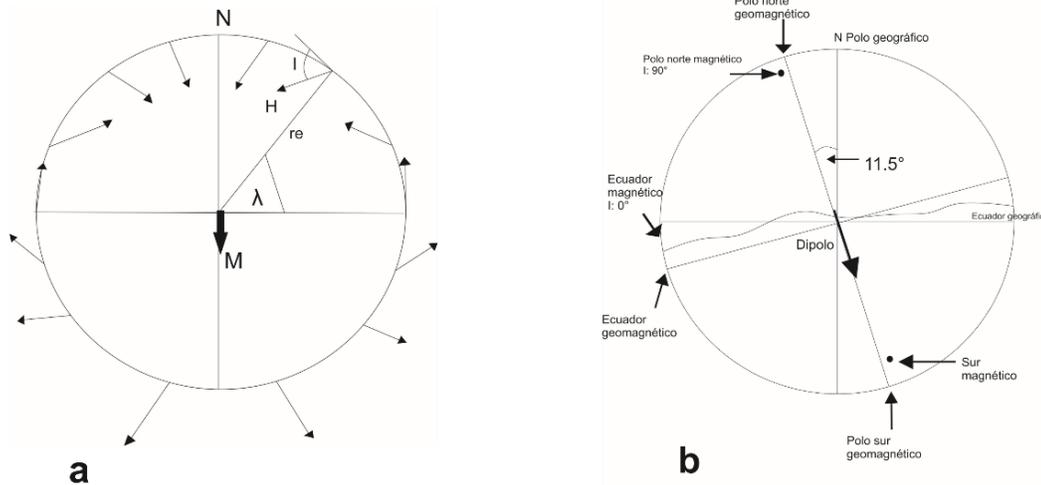


Fig. 5 a) Modelo dipolar magnético axial, b) Modelo geocéntrico dipolar inclinado, (Butler 1992).

2.4. Variación del campo magnético terrestre

2.4.1. Variación secular

Se sabe que las componentes del CMT son declinación, inclinación e intensidad. En 1635, Gelibrand observó que los cambios de declinación varían con el tiempo por lo que debe de ser considerado para la navegación. Los cambios en las componentes del campo magnético pueden presentarse de 1 a 100, 000 años, aunque los cambios de algunos años no suelen apreciarse en los registros geológicos, a esto se le conoce como variación secular (VS).

Uno de los objetivos principales en el paleomagnetismo es determinar este fenómeno, y se puede observar claramente en los datos de la declinación y la inclinación medidos en varios observatorios geomagnéticos desde el siglo XVI. El campo geomagnético ha sufrido variaciones generalmente incrementos y decrementos suaves y lentos, valores con componentes que van desde los 10 nT por año a 150 $nT/año$, de los casos más documentados se tiene de ejemplo el centro de Europa (Fig. 6). Los patrones de variación secular son similares sobre regiones subcontinentales, sin embargo, entre continentes son muy diferentes, estas observaciones probablemente son reflejo de fuentes no-dipolares del campo geomagnético en el núcleo externo de la Tierra (Lanza y Meloni, 2006).

Los orígenes de la variación secular geomagnética pueden dividirse en dos; **1.** Cambios no-dipolares los cuales controlan los periodos más cortos de tiempo, estos

van de años a decenas de años. 2. Variaciones provocadas por el cambio de campo geomagnético dipolar para periodos más largos de tiempo, cuyos intervalos alcanzan miles de años (Butler, 1992; Lanza y Meloni, 2006).

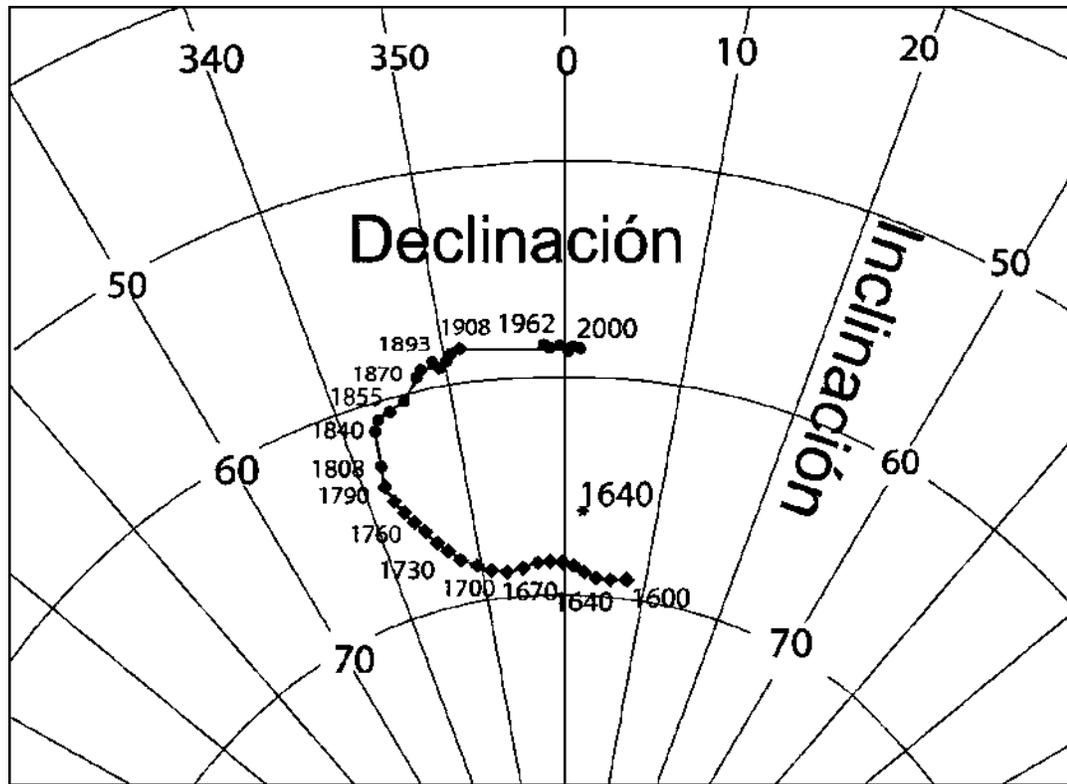


Fig. 6 Curva de variación secular del centro de Italia, variación del tiempo en una proyección estereográfica para los años 1600 hasta el presente tomado de Lanza y Meloni, (2006).

2.4.2. Excursiones geomagnéticas

Se tienen observaciones registradas de desviaciones de la dirección dipolar axial geocéntrica ocurriendo en una sola localidad, a pesar de que el campo no parece cambiar la polaridad, sino que regresa a su estado anterior, a esto se le ha denominado excursiones geomagnéticas. Veroub y Banerjee (1997) delimitaron una excursión que ocurrió cuando el polo geomagnético virtual (VGP) se alejó más de 45° del polo geográfico. Por otra parte, Ludnt *et al.* (1998) demostraron que existe evidencia de 14 eventos de excursión durante el cron de Brunhes, es una característica común de las variaciones del campo magnético. Por lo regular es muy

difícil de distinguir por los periodos cortos de tiempo en los que se presenta (Mcelhinny y McFadden, 2000).

Los mejores registros que se tienen en excursiones geomagnéticas son obtenidos de secuencias de lavas; de las más conocidas es la excursión de Laschamp (35,000 años), observada en Chaîne des Puys en Francia (Bonhommet y Babkine, 1967). Unas de las explicaciones de este fenómeno es que refleja una variación secular de gran amplitud o reversiones abortadas del campo geomagnético. Gubbins (1999) mostro que una excursión puede representar una inversión del campo magnético en el núcleo externo, pero no en el núcleo interno, de modo que el campo volvería a su polaridad original, lo que podría indicar que una excursión podría ser global como los Langeei *et al.* (1997) que fecharon seis eventos de excursiones durante el cron Brunhes (Macelhinny y McFadden, 2000; Fig. 7).

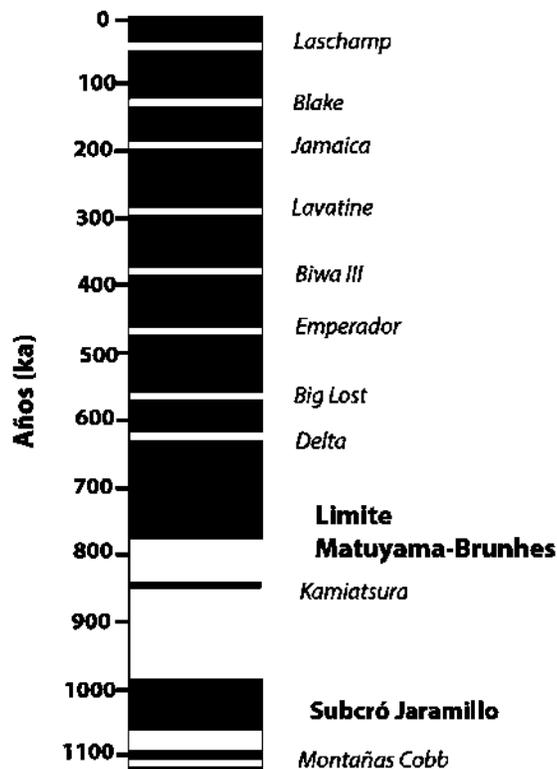


Fig. 7 Excursiones geomagnéticas de Matuyama-Brunhes identificadas por Champion *et al.*, (1998). Colores negros, polaridad normal y blanco, polaridad inversa, en color gris se muestran las excursiones (Macelhinny y McFadden, 2000).

2.4.3. Inversiones de polaridad

Las inversiones de polaridad son una de las manifestaciones del mecanismo del geodínamo, probablemente uno de los más interesantes del paleomagnetismo, dicho mecanismo tiene su origen en interior de la Tierra (núcleo interno) responsable del CMT generando un dipolo magnético axial (Glatzimaiers y Coe, 1995). Cuando la intensidad del dipolo axial disminuye, producto de variaciones en el flujo de núcleo externo el campo se presenta de forma no dipolar. Esto se puede ver reflejado en un comportamiento errático del polo geomagnético virtual (VGP), produciendo periodos transicionales que a su vez pueden llegar a ser inversiones de polaridad completa (Glatzimaiers y Coe, 2015; Fig. 8).

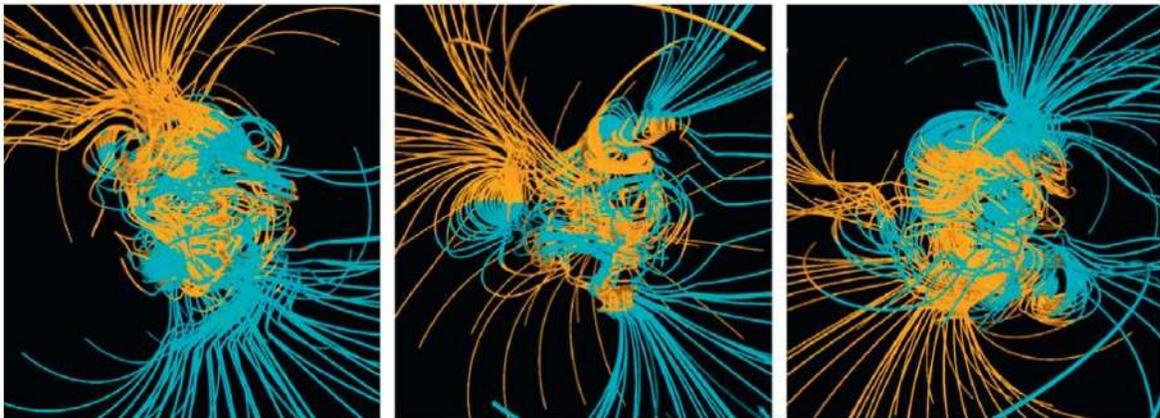


Fig. 8 Estructura del campo geomagnético obtenido por modelos ideales. Se observa tres tiempos a, 500 años, b; punto medio y c; 500 años después del punto medio, obteniendo como resultado una inversión dipolar Gatzmaier y Roberts, (2015).

2.4.4. Campo magnético terrestre y los armónicos esféricos

Los armónicos esféricos de la forma $Y_l^m(\theta, \varphi)$ son funciones armónicas que representan la variación espacial de un conjunto ortogonal de soluciones de la ecuación de Laplace, cuando la solución se expresa en coordenadas esféricas. Estas funciones representan un medio adecuado para describir deformaciones de una superficie esférica. El CMT considera solamente fuentes internas del campo

magnético donde podemos ver la superficie como un campo magnético o un campo potencial, es decir el vector del campo magnético (B) puede obtenerse del gradiente de un campo escalar, de tal forma que para encontrar dicho campo se utilizarán las leyes de Maxwell ver ecuación 2.6.

$$\text{curl} B = \nabla \times B = \mu_0 \left(J + \epsilon_0 \frac{dE}{dt} \right) \quad (2.6)$$

Donde J es denota la densidad de la corriente eléctrica, E es la inducción dieléctrica y μ es la permeabilidad magnética. En un espacio donde no hay superficies de discontinuidad ni corrientes eléctricas, se puede suponer que B puede derivarse de un potencial magnético V

$$\nabla \times B = 0 \quad (2.7)$$

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

$$B = - \nabla V \quad (2.8)$$

Utilizando la primera ley de Maxwell obtenemos

$$\nabla(-\nabla V) = \nabla^2 V = 0 \quad (2.9)$$

Donde ∇ es el llamado operador laplaciano (2.9). La ecuación para V , conocida como la ecuación de Laplace (Lanza y Meloni, 2006). Se representa en coordenadas cartesianas convirtiéndose de la siguiente manera:

$$\Delta^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3)$$

Y se puede escribir en un sistema de coordenadas esféricas, con el origen en el centro de la Tierra, como en la ecuación 3.1:

$$\Delta V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (3.1)$$

Cada función $V=V(r,\theta,\lambda)$ que satisfacen esta ecuación se llama armónica; r y θ donde podemos suponer que la Tierra es una esfera de radio a (Fig. 9).

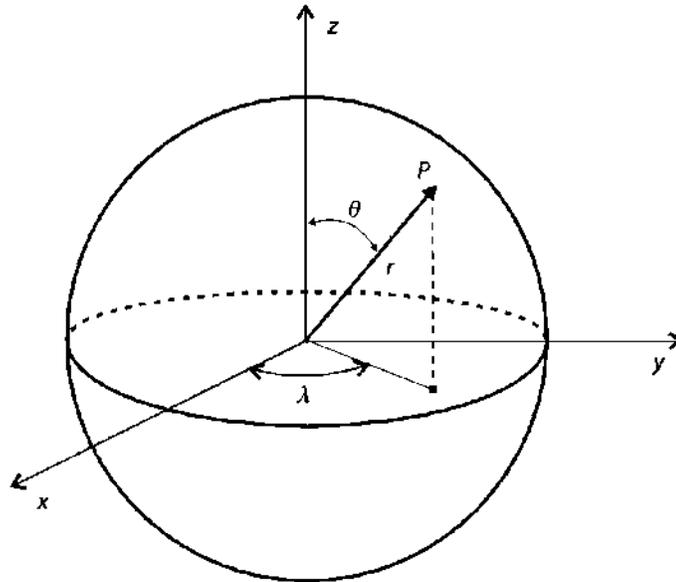


Fig. 9 Coordenadas x, y, z centradas en la Tierra. Coordenadas esféricas: para punto P en la superficie de la Tierra, r es la distancia desde el centro de la Tierra, θ colatitud y λ longitud (Lanza y Meloni 2006).

La solución general para un potencial en la ecuación de Laplace se puede obtener (como ocurre de manera similar en el caso de gravedad de la Tierra), mediante una técnica llamada análisis esférico armónico (**SHA**). Es necesaria la determinación de tres funciones ortogonales, expresadas en términos de una sola variable de cada una. En la búsqueda de estas funciones, tendremos en cuenta las características del campo según lo considerado en coordenadas esféricas (Lanza y Meloni, 2006).

A partir de la variable r , se consideran aquellas funciones que tienen en cuenta los dos posibles orígenes del campo, interno o externo a la Tierra, respectivamente. Con respecto a λ , su definición exige un comportamiento periódico de 0 a 2π , lo que sugiere el uso de funciones periódicas, como en el caso de una serie de Fourier en λ . Para lo que concierne a θ , en el geomagnetismo, se utilizan las funciones cuasi normalizadas de Schmidt; de manera similar al caso de las soluciones de potencial de gravedad, estas son equivalentes a las funciones de Legendre $P_n, m(\theta)$, pero

con un factor de normalización diferente. De hecho, las funciones de Schmidt están normalizadas para ser del mismo orden de magnitud que las funciones zonales de Legendre del mismo grado. Primero nos referimos a las funciones habituales de Legendre (Lanza y Meloni, 2006).

$$P_{n,m}(\theta) = \sin^m \theta \frac{d^m P_n(\theta)}{d(\cos \theta)^n} \quad (3.2)$$

Donde n denota el grado y m es el orden. Para $m=0$, la ecuación 3.2 estos se reducen a las condiciones zonales estándar

$$P_n(\theta) = \frac{1}{n! 2^n} \frac{d^n}{d(\cos \theta)^n} (\cos^2 \theta - 1)^n \quad (3.3)$$

Donde las primeras funciones zonales de Legendre $P_n(\theta)$ son:

$$P_0 = 1 \quad (3.4)$$

$$P_1 = \cos \theta \quad (3.5)$$

$$P_2 = \frac{1}{2} (3 \cos^2 \theta - 1) \quad (3.6)$$

$$P_3 = \frac{1}{2} (5 \cos^3 \theta - 3 \cos \theta) \quad (3.7)$$

$$P_4 = \frac{1}{8} (35 \cos^4 \theta - 30 \cos^2 \theta + 3) \quad (3.8)$$

Estas funciones (ecuaciones 3.4 a la 3.8) representan las variaciones del campo magnético latitudinal. Algunas de las primeras funciones de Legendre asociadas (también llamadas funciones esféricas), extraídas de las funciones de Legendre (zonales) que usan la formulación anterior, también se muestran aquí como un ejemplo (Fig. 10).

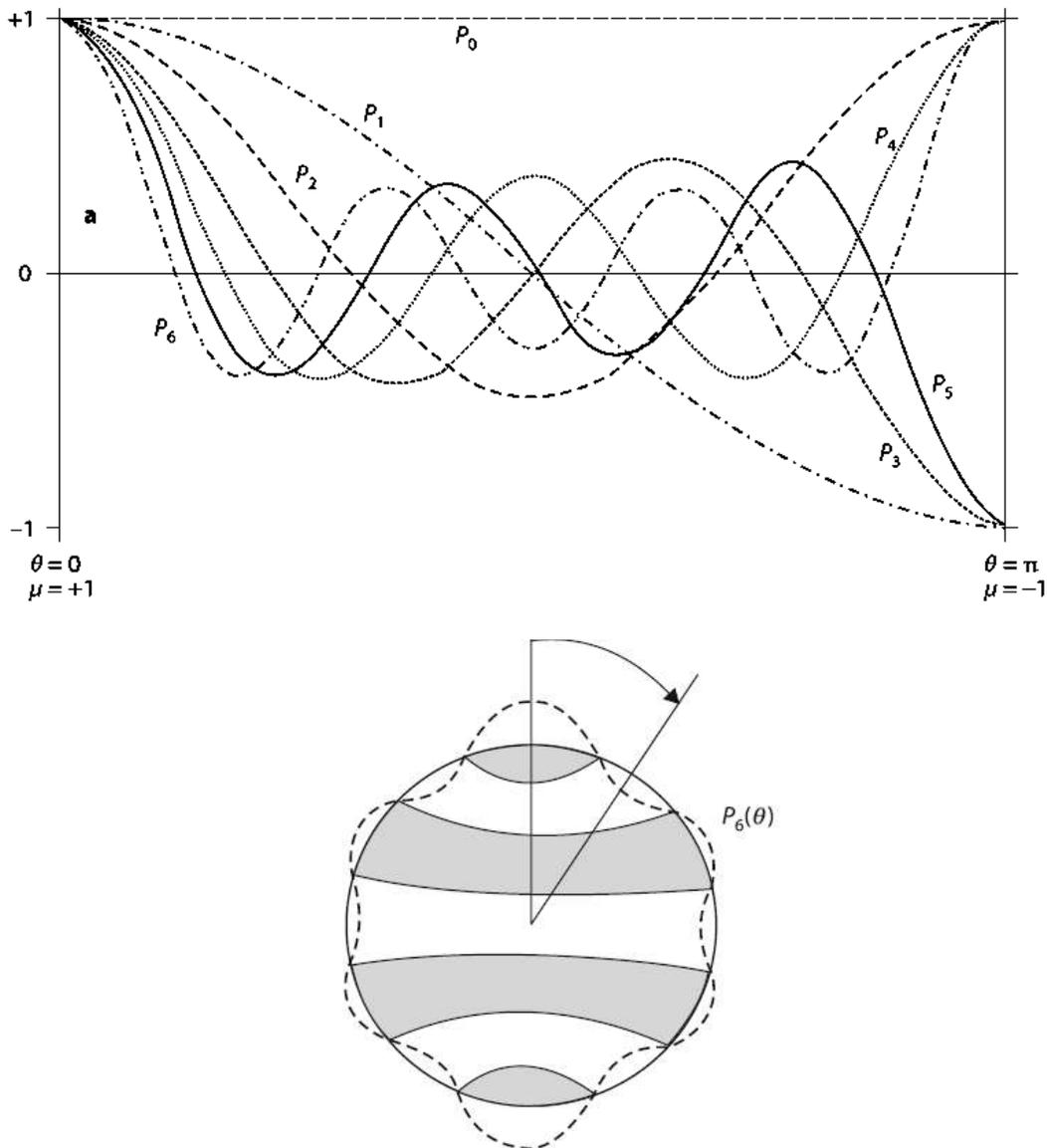


Fig. 10 Ejemplos de armónicos zonales Legendre de bajo grado ($P_0 - P_6$) en la superficie de la Tierra se muestran para $0 < \theta < \pi$. En la imagen inferior se muestra la función P_6 donde se muestra a lo largo de la circunferencia de un círculo con zonas grises y blancas para indicar valores negativos y positivos para P_6 en la superficie esférica (Ahern, 2004 en Lanza y Meloni, 2006).

Si en la ecuación 3.9 se considera $R(r)$ como la parte radial y $\gamma(\theta, \varphi)$, la función toma queda de la siguiente forma:

$$f(r, \theta, \varphi) = R(r)\gamma(\theta, \varphi) \quad (3.9)$$

A esta función $\gamma(\theta, \varphi)$ se le denomina armónicos esféricos y satisface la ecuación 4:

$$\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \gamma(\theta, \varphi)}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi^2} \left(\frac{\partial^2 \gamma(\theta, \varphi)}{\partial \varphi^2} \right) + l(l+1)\gamma(\theta, \varphi) = 0 \quad (4)$$

Usando los métodos de separación de las variables, la ecuación admite las soluciones periódicas de las dos coordenadas angulares y l es un número entero, la solución periódica del sistema anterior dependería de (l, m) y en términos de polinomios asociados a Legendre:

$$\gamma_l^m(\theta, \varphi) = N e^{im\varphi} P_l^m(\cos \theta) \quad (4.1)$$

Donde

γ : es la función armónica esférica de grado l y orden m ;

P : es el polinomio asociado a Legendre;

N ; es una constante de normalización;

θ es la colatitud o ángulo polar;

φ : es el azimut o longitud.

En particular, la colatitud θ se encuentra en el rango de $0 \leq \theta \leq \pi$ y la longitud φ , o azimut, posee el rango de $0 \leq \varphi \leq 2\pi$. Por lo tanto, θ es un cero en el polo norte, $\pi/2$ en el ecuador y π en el polo sur. En el caso de la superficie de la Tierra que modela al campo magnético, sus fuentes se encuentran exactamente en el centro, estas fuentes son conocidas como el dipolo (armónico de grado 1), cuádruplo (armónico de grado 2), óctuplo (armónico de grado 3) etc. (Merril *et al.*, 1998). Por ejemplo, la suposición del campo magnético en la superficie de la Tierra creado por un enorme imán en la corteza debajo del Polo Norte puede modelarse por armónicos esféricos con un número infinito de fuentes magnéticas en el centro de la Tierra. A pesar de que esta es la más sencilla de las simplificaciones, es muy útil ya que nos ofrece una descripción matemática muy manejable, es decir un conjunto de ecuaciones completa y ortogonales (Fig. 11; Lanza y Meloni, 2006). Las fuentes internas del campo magnético presentan una dependencia radial del campo que varía con la distancia r de la formula $r^{-(n+1)}$, donde n es el grado del armónico, lo que nos muestra que los armónicos de órdenes elevados son rápidamente atenuados hacia

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

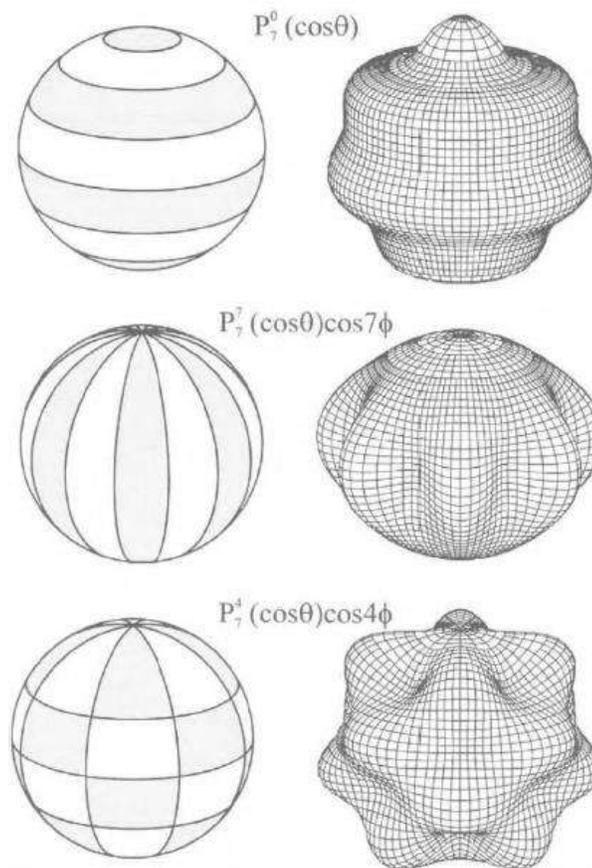


Fig. 11 Armónicos de superficie, muestra los casos especiales de un armónico zonal y sectorial, y el caso general de un armónico tesseral (Lanza y Meloni, 2006).

2.4.5. Susceptibilidad magnética

Las propiedades magnéticas de los minerales están profundamente vinculadas a sus características mineralógicas, estas pueden reflejar propiedades magnéticas casi imperceptibles.

La susceptibilidad magnética es el primer parámetro para considerar cuando se habla de magnetismo, se pueden clasificar los minerales en tres categorías: **dia**,

para, y **ferromagnéticas**, esto nos permite tener una evaluación parcial de las propiedades magnéticas de las rocas a estudiar. La susceptibilidad es un parámetro que influye en las anomalías causadas por los cuerpos rocosos en el CMT. (Lanza y Meloni, 2006).

2.4.5.1. Diamagnetismo

La respuesta diamagnética a la aplicación de un campo magnético es la adquisición de una pequeña magnetización \mathbf{J}_i , opuesta al campo aplicado \mathbf{H} . La aplicación del campo magnético altera el movimiento orbital de los electrones para producir la magnetización antiparalela al campo magnético aplicado. Cualquier sustancia sujeta a un campo magnético externo adquiere un momento magnético opuesto a la dirección del campo que contiene originalmente (Butler, 1998), dicho de otra manera, si todos los orbitales de una molécula están completos, los momentos magnéticos de los electrones se cancelan entre sí el momento total es nulo. Estas sustancias se llaman diamagnéticas y, en presencia de un campo magnético externo, debido a la precesión de Larmor, adquieren una magnetización débil inducida $\mathbf{J}_i = \mathbf{kH}$ en la dirección opuesta a la del campo, donde \mathbf{k} es susceptibilidad magnética, un valor negativo (sin dimensiones) constante (Lanza y Meloni, 2006).

2.4.5.2. Paramagnetismo

Las sustancias paramagnéticas son aquellas cuyas moléculas tienen su propio momento magnético \mathbf{m} : no todos los orbitales están completos y los electrones no apareados tienen un momento de giro magnético libre. En el caso de los sólidos cristalinos, la energía térmica de los átomos causa vibraciones continuas en la red, y la orientación de los momentos varían aleatoriamente de un instante a otro la resultante es por lo tanto nula. En presencia de un campo magnético externo, los efectos de dispersión de la temperatura se contrastan con el par que ejerce el campo en momentos magnéticos individuales, y se alcanza un equilibrio en el que el grado de alineación depende de la relación entre la energía magnética y la térmica. En presencia de un campo magnético, las sustancias paramagnéticas adquieren una magnetización inducida $\mathbf{J}_i = \mathbf{kH}$ paralela al campo; la susceptibilidad magnética \mathbf{k}

es positiva e inversamente proporcional a la temperatura absoluta. La susceptibilidad de los minerales paramagnéticos es del orden de 100 – 1000 μ SI (Lanza y Meloni, 2006; Fig. 12).

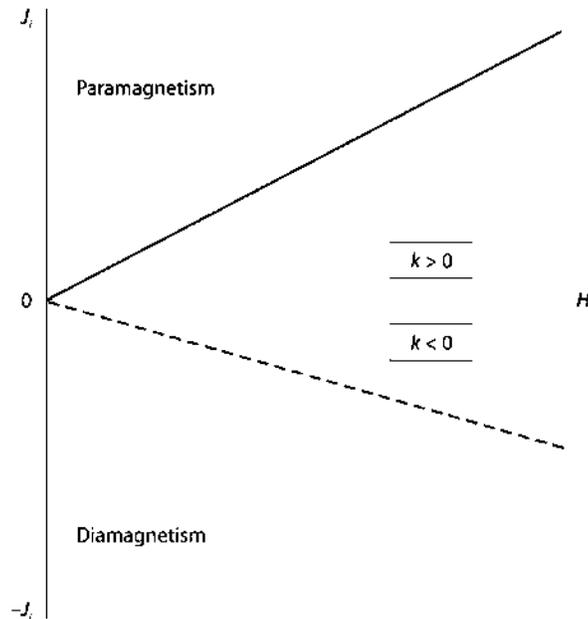


Fig. 12 Magnetización inducida J_i versus campo magnético H en sustancias diamagnéticas y paramagnéticas (Lanza y Meloni, 2006).

2.4.5.3. Ferromagnetismo

Los sólidos ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos, los cuales interactúan fuertemente. El efecto de la interacción es producir magnetizaciones en sólidos ferromagnéticos que pueden ser de órdenes de magnitud más grandes que los sólidos paramagnéticos en el mismo campo de magnetización. Para un material ferromagnético y una temperatura determinada, existe una magnetización máxima denominada magnetización de saturación. El hierro metálico es un material ferromagnético con una magnetización de saturación a temperatura ambiente de $\approx 1.8 \times 10^3$ G (1.8×10^6 A/m). La magnetización de saturación disminuye con el aumento de la temperatura, llegando a cero a la temperatura de Curie (T_c), característico del material ferromagnético particular (580° C para la magnetita y 680° C para la hematita).

La propiedad fundamental del material ferromagnético es que tiene la capacidad de registrar el campo de magnetización, la magnetización no vuelve a cero, sino que retiene el registro del campo aplicado (Lanza y Meloni, 2006).

2.4.5.3.1. Óxido de Fe-Ti

Los elementos importantes para el paleomagnetismo son los óxidos de Fe-Ti (Fig. 13).

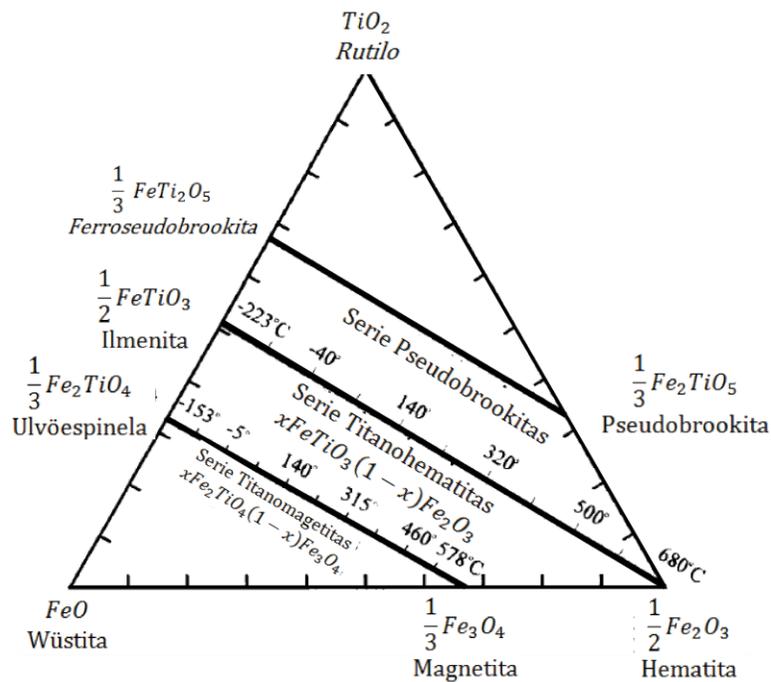


Fig. 13 Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio, modificado de McElhinny y McFadden, 2000.

En el Fig. 13 se observa en la base del diagrama ternario en cada uno de los vértices los minerales ricos en Fe y los que tienen mayor contenido en Ti. Los óxidos naturales de Fe-Ti forman tres series isomorfas: titanomagnetita, titanohematita (ferromagnéticas) y pseudobrookitas (paramagnéticas).

- Titanomagnetitas. Cristalizan en el sistema cúbico y su estructura es la de las espinelas. Cuando la susceptibilidad magnética desaparece a una temperatura específica se le conoce como el punto de Curie (T_c), la T_c de la magnetita es de 575°C , mientras que los componentes intermedios reducen linealmente a medida que aumenta el contenido de Ti, hasta alcanzar los -

153°C, cuando el gradiente térmico disminuye hasta los valores negativos, se le denomina temperatura de Néel.

- Titanomahemitas. Son metaestables y experimentan una transformación irreversible en titanohematitas, con una caída drástica en los valores de sus propiedades magnéticas, su punto de Curie se encuentra entre: $590^{\circ} \text{C} \leq T_c \leq 675^{\circ} \text{C}$.
- Titanohematitas. Se extienden de las hematitas –ilmenita. Cristalizan en el sistema romboédrico y su estructura es la del corindón. A medida que aumenta el contenido en Ti, la temperatura disminuye, cayendo de 675°C a 218°C para la ilmenita. La magnetización de saturación $J_s = 2.4 \text{ kAm}^{-1}$ es menor en dos órdenes de magnitud que la magnetita, mientras que la coercitividad de la remanencia es alta.

2.4.6. Tipos de magnetización

La adquisición de la remanencia magnética depende principalmente de la energía anisotrópica magnética, la cual controla la probabilidad del magnetismo de los granos que cambien sus momentos de una fácil dirección a otra. Sin esta anisotropía, los momentos magnéticos de los granos individuales se moverían libremente y no podrían retener el magnetismo, “memoria” de la dirección del campo magnético primario. Sin embargo, un campo magnético no queda grabado para siempre, ya que existe un decaimiento en la magnetización denominado tiempo de relajación. (Butler, 1992; Tauxe, 2016).

El tiempo de relajación se define como una constante de tiempo para la descomposición de la magnetización de un conjunto de granos magnéticos cuando se coloca un campo nulo.

2.4.6.1. Magnetización Remanente Natural

Magnetismo remanente natural o **NRM** (*Natural remanent magnetization*) es la magnetización remanente que posee la roca de forma natural. En el laboratorio es la primera medición que se hace. El NRM depende del campo geomagnético y

procesos geológicos que haya pasado la roca desde su formación. El NRM tiene varios componentes, el componente natural adquirido durante la formación de la roca también conocido como NRM primario, este es el componente al que la mayoría de los paleomagnetistas quieren llegar. Los NRM secundarios son adquiridos posteriores a la formación de la roca y en la mayoría de los casos son alteraciones y/o afectaciones de campos posteriores a la formación de la roca. El NRM primario y el NRM secundario constituyen una suma vectorial llamado NRM total y se muestra en la siguiente expresión:

$$\text{NRM} = \text{NRM primaria} + \text{NRM secundaria}$$

2.4.6.2. Magnetización Remanente Térmica (TRM)

El magnetismo remanente térmico o (*TRM* por sus siglas en inglés) es la forma del magnetismo remanente adquirido por la mayoría de las rocas ígneas (Fig. 14). Los momentos magnéticos de los granos ferromagnéticos serán más estables a tiempo de decaimiento o por debajo de la temperatura de Curie **T_c**. Como la temperatura disminuye el grano forma más dominios sencillos (SD), este experimentará un aumento de tiempo de relajación τ y cambiará el comportamiento súperparamagnético de bloqueo al dominio único estable. A temperaturas de superficie esta remanencia puede ser estable en el tiempo geológico y resistente a los efectos de los campos magnéticos después del enfriamiento inicial. (Butler, 1992; Tauxe, 2016).

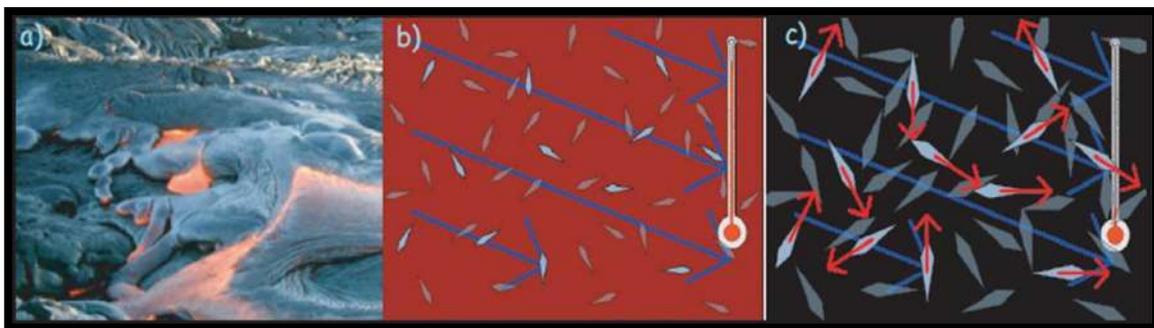


Fig. 14 a) Colada de lava, b) Formación y alineación de cristales en temperaturas altas, c) cristales ya formados, roca en enfriamiento donde se adquiere el magnetismo actual a su formación (Tauxe, 2016).

La distribución de las temperaturas de bloqueo depende de las distribuciones de tamaños de granos y su forma en las rocas, y se determina mediante el calentamiento de la muestra en el campo cero a una cierta temperatura T , con tiempos de relajación que son súper-paramagnéticos a esa temperatura; un proceso que se llama desmagnetización térmica, nos permite determinar la parte de la TRM, conforme aumenta la temperatura, se elimina progresivamente la TRM (Fig. 15).

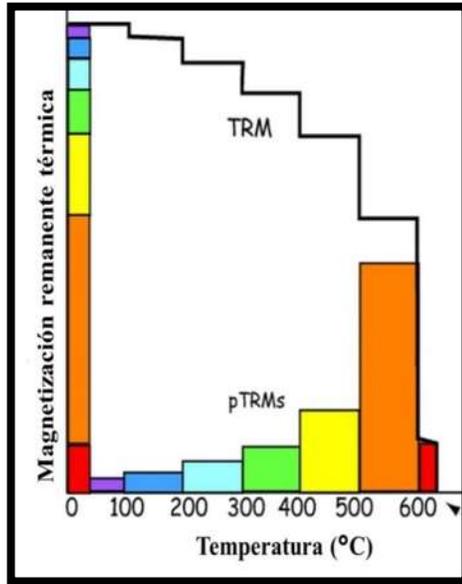


Fig. 15 Distribución de temperatura de bloqueo típica de una roca basáltica. Línea sólida TRM indica la cantidad de TRM restante después de la etapa de calentamiento para cada temperatura. Los bloques de colores muestran la cantidad de TRM y el TRM faltante (pTRMs) (Tauxe, 2016).

2.4.6.3. Magnetización Remanente Química (CRM)

Los cambios químicos que forman minerales ferromagnéticos debajo de sus temperaturas de bloqueo en presencia del campo magnético tienen como resultado la adquisición de magnetismo remanente químico (o CRM por sus siglas en inglés). Son producto de reacciones químicas que implican minerales ferromagnéticos incluyendo la magnetita y hematita.

Un ejemplo es la alteración de un mineral preexistente (posiblemente de otro mineral ferromagnético). La precipitación de un mineral ferromagnético en solución también es un proceso común; aunque existen excepciones, el CRM se encuentra en rocas

sedimentarias y se asocia a reacciones de diagénesis (oxido-reducción, compactación, cementación entre otras).

Durante la formación del magnetismo remanente químico, la temperatura es constante (temperatura ambiente o ligeramente más alta). En consecuencia, la fuerza coercitiva y la magnetización son constantes, durante la formación del CRM. Los granos minerales ferromagnéticos individuales crecen de volumen con relación a la inicial, granos con pequeños volúmenes tienen tiempos de relajación corto y son paramagnéticos. Cuando el grano va aumentando su volumen por aporte de soluciones químicas, su tiempo de relajación aumenta dramáticamente y cambia de súper-paramagnético a un grano estable de dominio sencillo SD (Tauxe, 2016).

La magnetización química remanente ocurre a temperatura ambiente donde la magnetización de saturación del mineral ferromagnético en formación y la fuerza coercitiva son estables. Durante la formación por procesos químicos de un mineral ferromagnético se parte de volumen cero donde las partículas son muy pequeñas y súper-paramagnéticas a un aumento de volumen hasta partículas de dominio sencillo. A medida que se pasa a un volumen mayor para el cual el tiempo de relajación es prolongado, se registra el campo magnético que es aplicado en ese momento y se puede producir una magnetización química remanente que puede ser estable y registrarse en un determinado tiempo geológico (Butler, 1992).

2.4.6.4. Magnetización Remanente detrítica (DRM)

La magnetización detrítica remanente (o *DRM por sus siglas en inglés*) es adquirida durante la deposición y litificación de una roca sedimentaria (Butler, 1992). En la mayoría de los casos el mineral ferrimagnético detrítico es la magnetita. Los procesos involucrados en la deposición y litificación de una roca sedimentaria pueden ser resultado de procesos post-deposicionales (bioturbaciones, compactación, procesos químicos) que pueden eliminar alterar o eliminar el registro paleomagnético.

2.4.6.5. Magnetización Remanente Viscosa (VRM)

Magnetización remanente viscosa (VRM, por sus siglas en inglés) es la magnetización que se adquiere gradualmente durante la exposición a campos magnéticos débiles. Es una magnetización secundaria resultado de la acción del campo magnético después de la formación de la roca. Generalmente este tipo de magnetización es ruido indeseable para los análisis en el laboratorio para llegar a la magnetización primaria.

2.4.7. Dominios Magnéticos

Las formaciones de dominios magnéticos ocurren con el propósito de minimizar la energía magneto estática por que el porcentaje de las cargas magnéticas de la superficie se reduce, el signo de los dominios internos es opuesto pero el grano entero tiene una magnetización neta. En la (Fig. 8) se considera una partícula esférica de material ferromagnético con magnetización uniforme, esta partícula tiene una carga positiva y otra negativa y entre estas cargas hay energía almacenada producida por la misma repulsión, a esto se le llama **energía magnetoestática**.

- Dominio Simple (SD)

Con la disminución del tamaño de grano, el número de dominios magnéticos disminuye, el grano es tan pequeño que la energía necesaria para hacer una pared de dominio es mayor que la energía electroestática resultante de dividir el grano en dos dominios; no es energéticamente favorable dividirlos, como resultado el grano solo tendrá un dominio, a esto se le conoce a Dominio Simple (o *single-domain SD*) (Fig. 16a). Algo que cabe resaltar es que el volumen juega un papel importante en este dominio como también la forma de este, el diámetro del grano puede ser de forma alargada.

- Dominio Múltiple (MD)

Este dominio es común en partículas de tamaños grandes, lo cual permite que se establezcan rotaciones de momentos magnéticos, donde las rotaciones son

variables entre los dominios, la coercitividad es más pequeña y existe una alta susceptibilidad, ya que un campo extremo se alinea gradualmente a los distintos ámbitos en su dirección. El MD se caracteriza por tener una magnetización remanente menor a la magnetización de saturación, una fuerza de coercitividad débil y una susceptibilidad alta. (Fig. 16b, c). (Butler, 1992; Lanza y Meloni, 2006).

- Dominio Seudo-simple (PSD)

No existe un límite claro entre grandes granos de SD y pequeños granos de MD, a este límite se le llama pseudo-simple (*PSD* por sus siglas en inglés) y es importante para la magnetización de rocas que contienen magnetita y titanomagnetita. Por su parte la magnetita tiene tamaño de 1-10 μm : este rango contiene un pequeño número de dominios (Butler, 1992).

- Dominio Súper-paramagnético

Ocurre cuando los tamaños de grano decrecen aún más del límite de los SD, la magnetización remanente y la coercitividad tienden a cero. Esto hace referencia a una susceptibilidad más alta que los materiales paramagnéticos

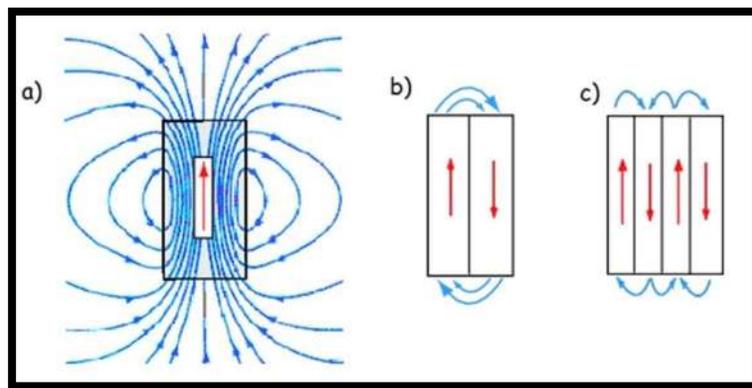


Fig. 16 Representación gráfica de los diferentes dominios magnéticos a). Dominio magnético simple, b) y c) Dominio magnético múltiple Tauxe, 2016)

Para ello es necesario tener conocimiento de las propiedades químicas cristalinas de los óxidos de Fe-Ti, esto incluye fases formadoras de cristales primarios a partir de fundidos ígneos, y de las reacciones durante la cristalización, como es el caso de la exsolución.

CAPITULO 3

Metodología

3.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo se realizó en la parte SO del CVLH. Las muestras fueron tomadas en tres campañas de campo, las cuales se hicieron en los meses de enero, mayo y octubre del 2018. Se visitaron y recolectaron muestras de un total de 14 sitios: 8 sitios de flujos de lava de composiciones basáltica a dacítica y 6 sitios de conos de escorias de composición intermedias (Tabla 1). Algunos de los sitios más representativos se muestran en la Fig. 17.

Tabla 1 Tabla de localización de los sitios muestreados del Complejo Volcánico Los Humeros

Sitio	Localización		Número de núcleos	Litología	Flujo
	Lat. (N°)	Long. (O°)			
LH-01	19°37'35.6"	97°23'17.3"	31	Cono de escoria	Cono de escoria
LH-02	19°38'43.2"	97°26'14.9"	14	Colada de Lava	Xalapasco
LH-03	19°43'0.05"	97°28'55.4"	10	Colada de Lava	Lava Yaya
LH-04	19°39'37.6"	97°29'19.7"	24	Cono de escoria	Cono de escoria
LH-05	19°40'32.2"	97°28'39.8"	39	Colada de Lava	Lava Pippo
LH-06	19°30'42.2"	97°29'23.5"	42	Cono de escoria	Cono de escoria
LH-07	19°42'46.4"	97°29'03.1"	8	Colada de Lava	Lava Yaya
LH-08	19°41'17.3"	97°28'49.4"	23	Colada de Lava	Lava Pippo
LH-09	19°38'34.6"	97°29'35.6"	9	Colada de Lava	Buenavista
LH-10	19°35'40.6"	97°32'04.5"	8	Colada de Lava	Lava Texcal
LH-11	19°37'12.2"	97°28'16.3"	15	Cono de escoria	Mancuernas
LH-12	19°37'11.9"	97°28'21.5"	30	Cono de escoria	Mancuernas
LH-13	19°38'38.6"	97°29'48.3"	8	Colada de Lava	Buenavista
LH-14	19°38'40.3"	97°29'49.6"	28	Colada de Lava	Buenavista

Las muestras fueron tomadas con una perforadora portátil marca STHIL con motor de gasolina, la cual cuenta con un barreno de acero no magnético y de 1 pulgada de diámetro y un sistema de enfriamiento hídrico para evitar la remagnetización de la muestra por calentamiento.

Para cada sitio se obtuvieron un mínimo de 6 núcleos en promedio, teniendo un total de 290 núcleos en las tres campañas. Una vez perforados los núcleos se midió *in*

situ la declinación con ayuda de una brújula magnética y solar, en el caso de la inclinación se midió con un inclinómetro el cual mide el ángulo entre núcleo y la vertical. Tomados los datos de declinación e inclinación, se etiqueto con el nombre y clave “HU” seguido del número del sitio, posteriormente se empaqueto para su traslado.

Para la toma de muestra se tuvieron las siguientes consideraciones: se evitó muestrear en zonas de contacto con otros flujos, zonas con deslizamientos o cerca de fallas o fracturas, ya que podrían causar un cambio en su posición con respecto a la original, lo que afectaría la confiabilidad de los resultados.



Fig. 17 Imágenes de los sitios de muestreo representativos de Complejo Volcánico Los Humeros, se observan los sitios LH-01, LH-06, LH-08, LH-11.

3.2. Preparación de muestras.

Las muestras recolectadas en campo se prepararon en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) en el IGUM, UNAM campus Morelia. Los núcleos fueron seccionados en especímenes con una cortadora, la cual cuenta con discos de corte diamagnético (Latón) y son lubricados con agua para

evitar cualquier re-magnetización, el tamaño estándar de cada espécimen es de 2.5 cm de diámetro y 2.2 cm de altura. (11 cm³). Después del corte, se rotulan los especímenes de forma que el espécimen más próximo a la superficie se le asigna la letra “A” subsecuentemente a más profundidad se asigna la letra “B o C” dependiendo de cuantos especímenes se obtengan de cada núcleo (Fig. 18).



Fig. 18 Especímenes representativos del Complejo Volcánico Los Humeros, orientados, se observa las diferentes composiciones basálticas a dacíticas. Especímenes cortados a medida estándar de 11cm³.

Los minerales ferromagnéticos suelen magnetizarse de una manera espontánea en dirección al campo magnético de la Tierra en el proceso de su formación y le da una remanencia primaria (Jr). Las rocas son un archivo de la historia magnética. Si las rocas no experimentan ningún cambio en su estructura mineralógica a través del tiempo algún movimiento después de su formación serán excelentes registros magnéticos permitiendo la reconstrucción del campo magnético del pasado.

3.3.1. Medición de magnetización remanente natural

El tipo de magnetización inicial medido en la roca se le conoce como magnetización remanente natural (*NRM* por sus siglas en ingles). El *NRM* dependerá en gran medida de la mineralogía de esta, ya que dependerá del portador magnético que reside, además de la evolución de la roca. La componente del *NRM* al momento de su formación se denomina primaria, posteriormente puede decaer total o parcialmente y/o es reemplazada por algunos componentes adicionales; magnetizaciones secundarias como resultado de distintos procesos de magnetización. Uno de los objetivos del paleomagnetismo es determinar las distintas componentes que presentan las rocas (McElhinny y McFadden, 2000).

La magnetización remanente natural fue medida para cada sitio, en donde se seleccionaron 8 especímenes por sitio. La MRN se midió en un magnetómetro de giro JR6 Marca Agico que tiene una sensibilidad de 2.4×10^{-6} A/m (Fig. 19a).

3.3.2. Desmagnetización mediante campos alternos

Se hizo un experimento de campo alternos (AF) para determinar la estabilidad de la dirección magnética en cada sitio, por lo cual se tomaron ocho especímenes por cada sitio, dando un total de 112 especímenes medidos por el método de campos alternos, pertenecientes al CVLH esto con la finalidad de Clasificar los sitios que ostentaban una magnetización primaria sin componente secundarias, las cuales fueron calificadas para continuar con el experimento de paleointensidad.

Para la desmagnetización por campos alternos se selecciona previamente un espécimen llamado “prueba piloto” con el fin de ver su comportamiento e identificar si hay un tipo de agrupamiento entre los especímenes. El total de las pruebas piloto fueron 14 especímenes uno por cada sitio. Para este experimento se utilizó un desmagnetizador de campos alternos modelo LDA-3A marca AGICO el cual cuenta con un intervalo de 1 mT a 100 mT protegido por una bobina que brinda un blindaje para evitar cualquier alteración externa (Fig. 19b). Se aplicó una serie de campos magnéticos alternos con incrementos de 5 mT a 10 mT y hasta alcanzar 80mT, entre cada aplicación de campos se midió la magnetización remanente, con el fin de desmagnetizar la muestra hasta el 90 %.

El 95% de las muestras tratadas por el método de campos alternos se desmagnetizó en un orden del 80% esto depende en gran parte de las propiedades magnéticas de cada espécimen.

El análisis de los datos se hizo con los diagramas de proyección ortogonal (Wilson, 1960), más conocidos como diagramas de Zijderveld (Zijdenveld, 1976) donde se visualiza el promedio de la declinación e inclinación. Los datos obtenidos se procesaron en el software PALEO96.



Fig. 19 a) Magnetometro JR6. B) Desmagnetizador AF. Laboratorio interinstitucional de Magnetismo Natural, UNAM, Campus Morelia.

3.3.3. Curvas K-T o Termomagnéticas

Se realizaron mediciones de susceptibilidad contra temperatura, utilizando un susceptibilímetro modelo MFK1 (AGICO) el cual está equipado con un horno (Fig. 20). Se analizaron un total de 14 muestras (una muestra por cada sitio) con la finalidad de comprobar su estabilidad de la mineralogía magnética como su portador magnético.

El equipo MFK1 emplea 1 g de muestra para el estudio, cada muestra fue pulverizada de forma manual por medio de un mortero de ágata, hasta alcanzar un tamaño de partícula de 1 mm.

Cada muestra se calienta en presencia de gas Argón para reducir el proceso de oxidación como resultado del calentamiento y enfriamiento y evitar la formación de nuevos minerales magnéticos. La muestra se calentó desde 30° C y hasta temperaturas máximas de 650°C con un ritmo de calentamiento de 10 °C/min y enfriado con la misma razón de cambio. El experimento tuvo una duración de 2 h 30 minutos para cada muestra.



Fig. 20 Kappabridge ó Susceptibilímetro modeo MFK1 utilizado para obtener las curvas termomagnéticas k.T

3.3.4. Determinación de paleointensidades método Thellier Coe

El método para la obtención de paleointensidades que se usó en este trabajo fu el que desarrolló Thellier y Thellier (1959). El experimento Thellier-Thellier se basa en la suposición de que las partículas magnéticas tienen diferentes tamaños dentro de la roca. Se puede decir que cada fracción se volverá superparamagnética por encima de la temperatura de bloqueo, por lo que perderá su magnetización remanente (ganará un TRM artificialmente).

El experimento consiste en una serie de pasos con doble calentamiento, el cual involucra dos mediciones de la magnetización remanente. Calentando y enfriando a un campo magnético, de intensidad comparable al campo antiguo esperado, volviendo así a medir su momento magnético (TRM o pTRM). El proceso se repite progresivamente hasta alcanzar temperaturas máximas de desbloqueo (580°C).

El método de doble calentamiento de Thellier proporciona una ventaja sobre los métodos de un solo paso, identificando rangos de temperatura en los cuales la relación del NRM y TRM no cambia, sugiriendo que la muestra no se altera en el proceso y si hay algún cambio se puede visualizar de manera gráfica.



Fig. 21 Equipo de blindaje (Jaula) equipada para aislar el campo magnético, en la parte izquierda se encuentra el desmagnetizador de giro JR6 y en la derecha e horno modelo MMTD80A del Servicio Arqueomagnético Nacional, UNAM unidad Morelia.

Este método de doble calentamiento acompañado de pruebas termomagnéticas (temperatura de susceptibilidad) podría indicar parcialmente la estabilidad magnética ya que gran parte de las mediciones dependerán del contenido mineralógico de cada espécimen. Coe (1978) propone un factor de calidad, requiriendo que las comprobaciones de pTRM, necesariamente tienen que ser positivas y que el NRM desmagnetizado sobre las temperaturas seleccionadas sea un TRM primario (Selkin y Tauxe, 2000).

Los pasos del método Thellier y Thellier modificado por Coe que se siguieron en este trabajo se enumeran a continuación.

1. Se midió el magnetismo remanente natural en un magnetómetro de giro JR6.
2. Los especímenes son sometidos a un protocolo de calentamiento progresivo, basado en 14 calentamientos dobles empezando de 100° hasta 560°C. En este estudio se utilizó un horno MMTD80A (Fig. 21).
3. El primer calentamiento doble consiste en calentar y enfriar a una temperatura inicial de 150°C sin aplicarle un campo (**campo nulo**), se dejó enfriar y posteriormente se midió la magnetización resultante con el magnetómetro JR6.
4. Se hace un segundo calentamiento con la misma temperatura (150°C) a un campo paralelo en dirección **Z** de las muestras, con la diferencia que en este paso aplicamos un campo magnético conocido, al terminar el proceso de calentamiento se mide la magnetización resultante (H_{lab}) en el magnetómetro de giro JR6. El campo aplicado tiene que ser de igual o mayor intensidad consistente con las paleointensidades que se esperan obtener o en su defecto las ya reportadas en la zona de estudio. Por lo general, el CMT suele variar de 15 a 65 μT , en este estudio se utilizó un campo de 50 μT .
5. Se continúa repitiendo el paso 3 y 4 aumentando gradualmente la temperatura (100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 475, 500, 515, 540, 560 °C), con campo nulo y con campo aplicado, entre estos pasos se realizaron puntos de control en las temperaturas de 250, 350, 475 y 515° C para identificar posibles alteraciones en las muestras que pudieran alterar los portadores magnéticos.
6. Los datos obtenidos permiten construir un diagrama de Arai (Nagat *et al.*, 1963) en el que cada punto significa un doble calentamiento (con campo nulo y campo aplicado), en el cual se observa que se pierde una porción del NRM y se gana un pTRM. Los puntos se ajustan a una línea recta con una pendiente negativa, lo que se busca es que los puntos obtenidos del experimento estén lo más cercano posible a esta pendiente, y evitar algún tipo de curvatura. También se busca que los puntos de control coincidan en los mismos valores de las temperaturas correspondientes (Fig. 22).

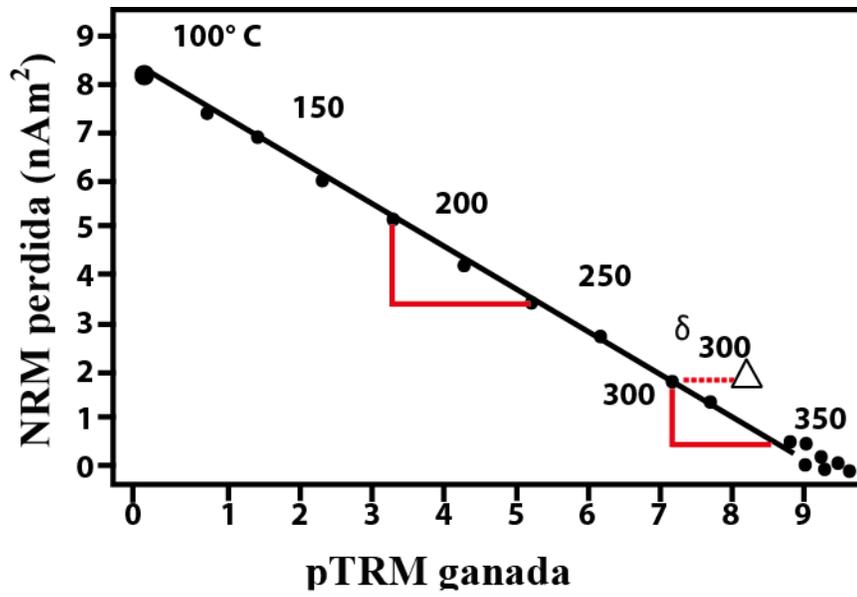


Fig. 22 . Diagrama de Arai que representa el componente del NRM restante versus pTRM ganado en cada calentamiento. Los triángulos son los pasos de control. Se observa un ejemplo en la temperatura 300 °C donde hay una alteración durante el experimento (Tauxe, 2016).

CAPITULO 4

4. Resultados

4.1. Magnetización remanente natural

Los 14 sitios del CVLH mostraron una polaridad normal. La dirección de la MRN de los 109 especímenes (14 sitios) mostraron una baja dispersión, obteniendo datos promedio de **declinación: 354.9°**. **Inclinación: 20.3°**, **n: 109**, **R: 90.21** y **α_{95} : 6.2°** (Fig. 23).

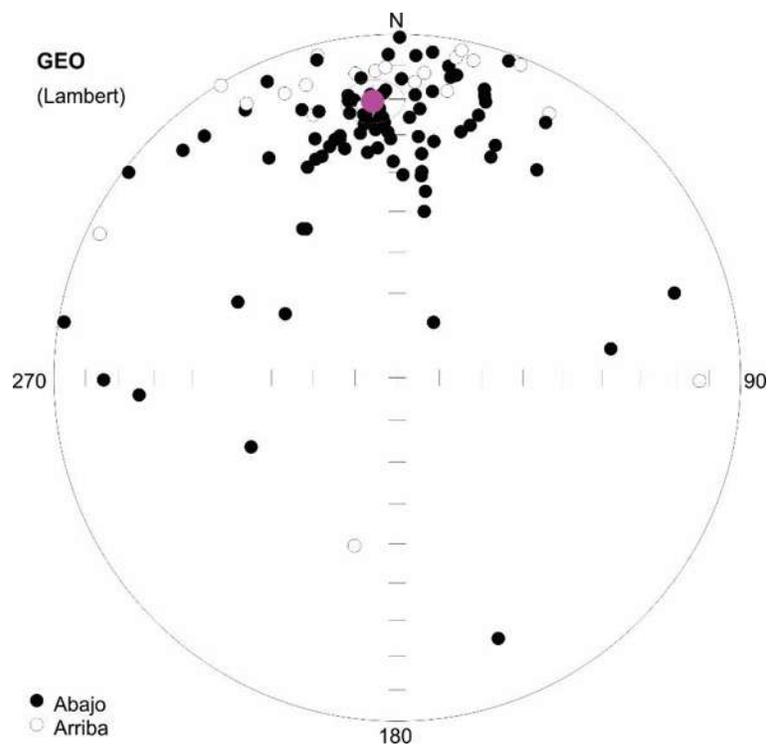


Fig. 23 Proyección de igual área de la magnetización remanente natural

4.2. Curvas termomagnéticas (K-T)

Las curvas de susceptibilidad en relación con la temperatura son resultado del comportamiento de la muestra al calentamiento y enfriamiento, esto permitirá inferir

los minerales portadores de la remanencia magnética y así verificar su estabilidad magnética (Fig. 24).

La muestra LH01 perteneciente a un cono de escoria el cual caracteriza por la presencia de una fase magnética en la curva de calentamiento, con una temperatura de Curie (T_c) de 530 °C. En la curva de enfriamiento al igual que la curva de calentamiento, se presenta una fase con T_c alta de 520 °C lo que demuestra que probablemente esté relacionado con la presencia de magnetita (titanomagnetita pobre en titanio). Muestra reversibilidad sin presencia de fases magnéticas que indiquen la aparición de otra mineralogía magnética, esta muestra tiene un claro comportamiento tipo H ya que tiene una fase dominante (Calvo *et al.*, 2002).

En la muestra LH112 perteneciente al flujo Mancuernas, en la curva de calentamiento presenta dos fases una en la T_c de 500 °C y otra a una temperatura cercana de 565 °C, correspondiente a temperaturas del orden de las magnetitas. En la curva de enfriamiento se pueden observar dos tipos de fases: una de alta temperatura de 565 °C completamente reversible, y otra de T_c más baja de 500 °C esta última podría indicar una ligera alteración magnética. Se clasificó del tipo H por tener una reversibilidad y fases de titanomagnetita pobre en titanio tanto en la curva de calentamiento como en la de enfriamiento.

Se observaron curvas K-T del tipo **M**, un ejemplo es la muestra H78A en la (Fig. 24), donde se observan dos fases en la curva de calentamiento, una de 250 °C y otra a 490 °C correspondiente a la fase magnética de la magnetita (titanomagnetita pobre en Ti). Al enfriar se observa que hay una nueva fase con una T_c baja de 200 °C, la última fase permanece estable cerca de los 540° C, lo que podría indicar que en la curva de enfriamiento tiene una alteración y como resultado se obtiene titanomagnetita rica en Titanio.

El espécimen H157 también se clasificó como de tipo M, ya que en la curva de calentamiento se observaron dos fases, T_c de baja temperatura de 260°C y otra de alta temperatura 560° C. La curva de enfriamiento en la fase de alta temperatura de 550 °C es completamente reversible con respecto a la curva de calentamiento,

también se observa una posible alteración a 240° C lo que probablemente se indica titomagnetitas ricas en Ti (Fig. 24).

La muestra LH98 presenta una fase en la curva de calentamiento y dos fases en la de enfriamiento. La curva de calentamiento es de una fase a una TC baja de 240 °C con respecto a la curva de enfriamiento se observa una ligera alteración con una TC alta de 400 °C quedando probablemente magnetita y una notable alteración a una TC baja de 210° C titanomagnetita rica en Ti, mostrando un claro comportamiento del tipo L.

En la muestra LH129 se tiene un comportamiento del tipo C, se observa que no hay una reversibilidad con una notable alteración en el comportamiento de los minerales y por consecuencia en su comportamiento magnético, en la curva de calentamiento se observan dos fases de TC altas del orden de los 490°C y 600°C. Por otra parte, en la curva de enfriamiento se presentan dos fases, una con TC alta de 560 °C y una fase completamente evidente con TC baja de 170 °C que corresponde a titanomagnetita pura en Fe, Ti. Se observa en las curvas que no presenta reversibilidad.

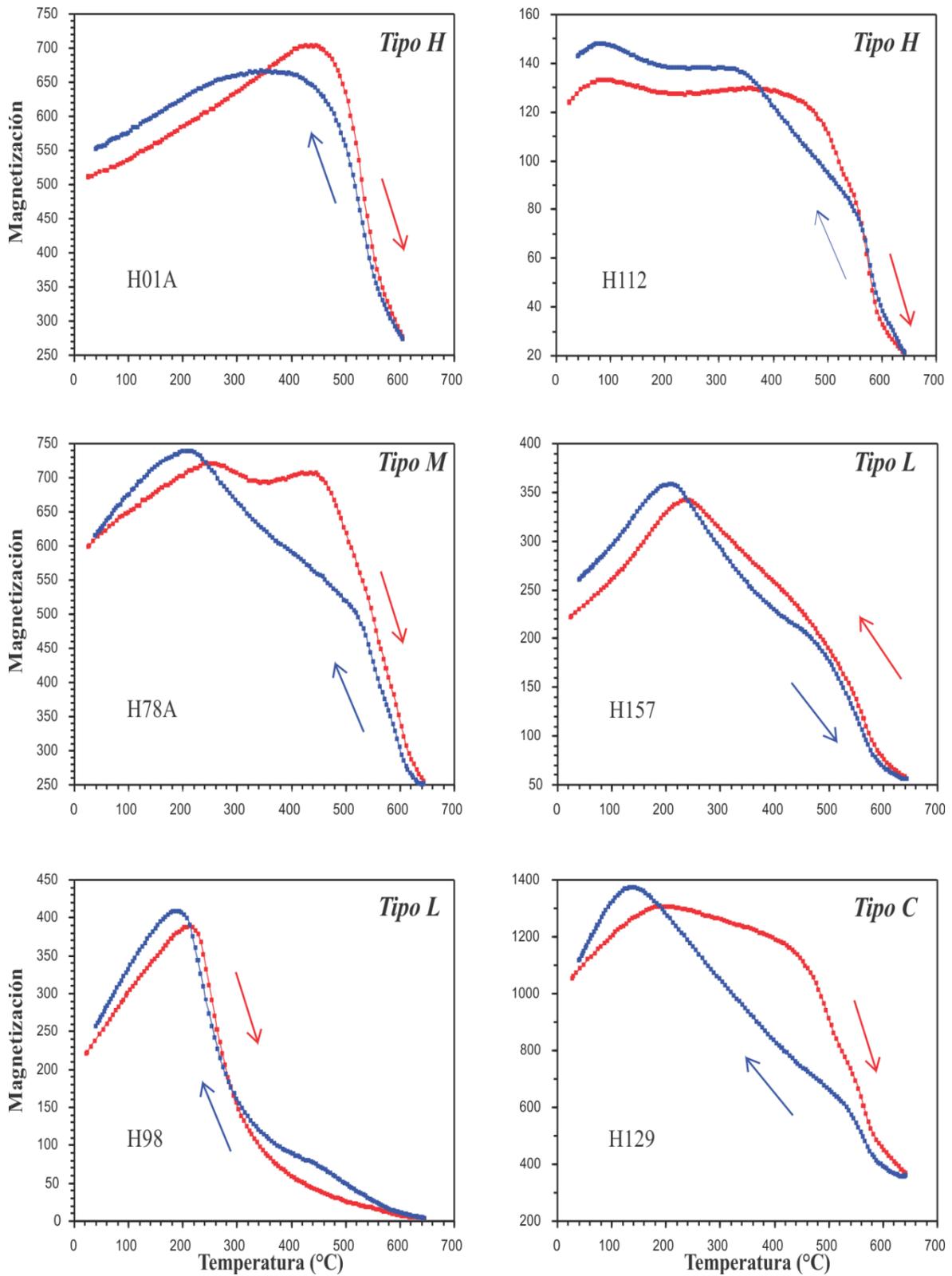


Fig. 24 Curvas de susceptibilidad vs temperatura, se indica de color rojo el calentamiento y de color azul el enfriamiento en el proceso de medición, la susceptibilidad se muestra normalizada a 0,

4.3. Paleodirecciones

Los datos obtenidos de la desmagnetización por campos alternos fueron analizados mediante la estadística de Fisher (1953) y se analizaron con el Software de Paleo96 y Remasoft 3.0.

En 80% del total de las muestras desmagnetizadas por campos alternos presentaron una componente unidireccional estable, el otro 20% del total de las muestras se presentó una componente secundaria, la cual se removió en campo bajos de 20 mT. Se removió el 90% de la magnetización primaria de cada espécimen con un campo de entre 80 a 90 mT.

En la Fig. 25a y b se observan diagramas de Zijdeveld y estereogramas de igual área de especímenes representativos de los sitios LH02 y LH05 (Flujo Xalapasco y Pippo respectivamente). Tienen una sola componente característica (ChRM) unidireccional, desmagnetizándose entre los campos aplicados de 10 mT a 90 mT. En el estereograma de la Fig. 25 se observa poca dispersión de los datos, indicando una coercitividad baja ya que se desmagnetizó un 95%, indicando el portador magnético es ferrimagnético (titanomagnetita, se corrobora las curvas termomagnéticas)

Para el espécimen del sitio LH13 se observa que no tiene un comportamiento con una ChRM, presenta en los últimos pasos del proceso una orientación hacia el origen. En el diagrama ortogonal de igual área se observa una migración del campo magnético con nulo agrupamiento, para este sitio los especímenes restantes tuvieron un comportamiento anormal similar, por lo tanto, no se consideraron los resultados de este sitio para los siguientes experimentos (Fig. 25).

En el sitio LH03 se observa el comportamiento de uno de sus especímenes donde en el diagrama de Zijdeveld tiene un comportamiento de desmagnetización con tendencia al origen, con una sola magnetización remanente característica (ChRM). En el diagrama ortogonal se aprecia una ligera migración de la desmagnetización, y una dispersión de los datos. Con respecto a los otros especímenes tiene el mismo comportamiento, lo que indica que en el proceso de aplicar la estadística fisheriana

el promedio de su declinación e inclinación no son acordes a los esperados y sus parámetros de calidad son $\alpha_{95} = 12.5^\circ$ (Tabla 2), lo que supera el rango establecido para que los datos sean confiables $\alpha_{95}=6^\circ$, como consecuencia no se consideraron para el experimento de paleointensidades.

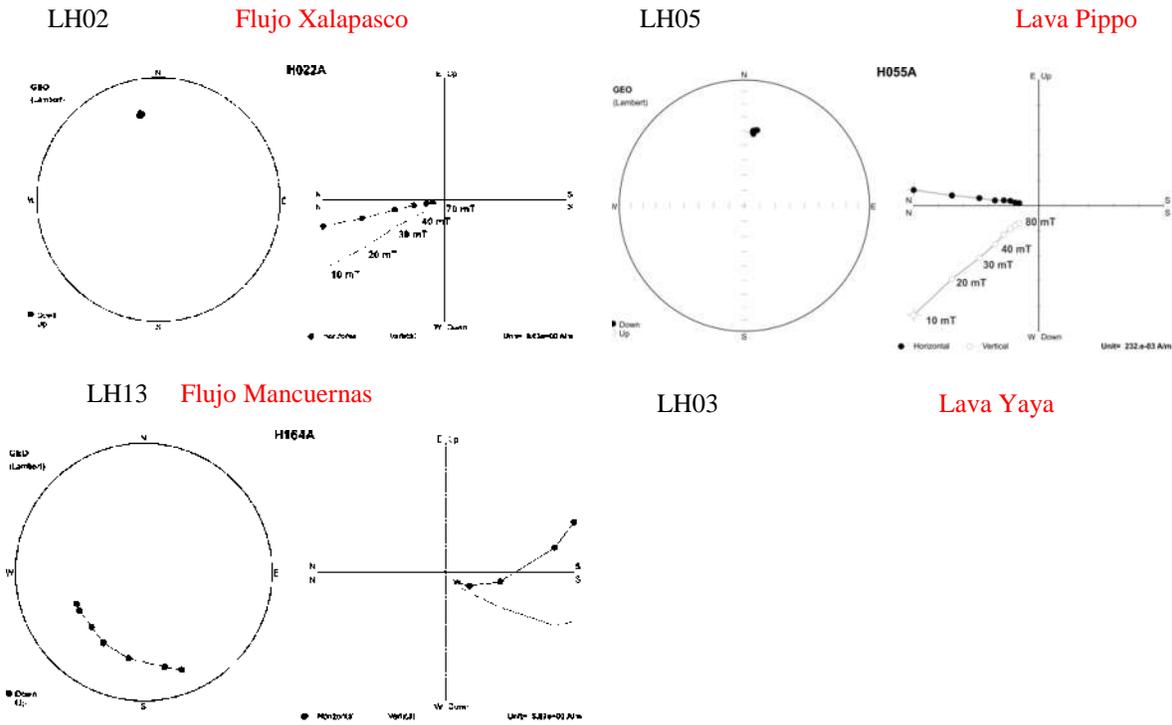


Fig. 25 Diagramas de Zijderveld y proyecciones estereográficas, obtenidas por la desmagnetización progresiva del NRM por campo alterno (AF).

Se determinaron declinaciones e inclinaciones promedio de 14 sitios (Tabla 2, Fig. 26), donde se aprecian las direcciones de ChRM. Se obtuvieron 12 direcciones con declinaciones de $330^\circ - 18^\circ$, e inclinaciones entre $10^\circ - 30^\circ$, con un α_{95} menor a 6° ; estos datos fueron consistentes con lo reportado por (Juárez-Arriaga, 2018). Todos los flujos presentan un agrupamiento y con componente unidireccional estable ChRM, a excepción del sitio LH13, donde se puede observar una magnetización secundaria lo que podría indicar probablemente intemperismo químico.

Para los sitios LH07 y LH09 correspondientes a los flujos de lava YAYA y Buenavista se presenta un comportamiento negativo en su inclinación.

Los resultados paleomagnéticos de los flujos y conos de escoria presentan gran similitud en algunos de ellos, se consideraron agrupar tomando en cuenta los datos magnéticos y los contactos estratigráficos observados en campo (Tabla 2, Fig. 26).

El sitio LH03 correspondiente al flujo de lava Yaya tiene un $\alpha_{95} = 12.5^\circ$ lo que para fines de este trabajo se tomó en consideración un rango menor de 6° se decidió no tomar en cuenta este resultado, ya que no representa un dato confiable. Para el sitio LH13 no se observó un agrupamiento de los datos como tampoco una orientación en sus componentes magnéticas hacia el origen, por lo que de igual manera no se tomaron en cuenta para la interpretación de los resultados.

Tabla 2. Resultados de paleodirecciones promedio del Complejo Volcánico los Humeros

Sitio	Flujo	Dec.	Inc.	$\alpha_{95} (^\circ)$	k	n/N
LH01	Cono de escoria	354.6	20.7	2.6	695	8/8
LH02	Xalapasco	10.9	24.3	5.1	247	6/8
LH03	Lava Yaya	0.4	10.3	12.5	15	5/8
LH04	Cono de escoria	355.6	25.1	2.5	747	7/8
LH05	Lava Pippo	348.6	27.5	3.9	315	8/8
LH06	Cono de escoria	355.2	18.6	3.2	469	8/8
LH07	Lava Yaya	9.76	-11.49	4.5	688	8/8
LH08	Lava Pippo	342.5	29.7	4.1	76	6/8
LH09	Buonavista	358.82	-18.95	5.8	93	8/8
LH10	Lava Texcal	339.5	33.6	4.5	452	6/8
LH11	Mancuernas	17.2	13.6	3.4	387	6/8
LH12	Mancuernas	9.3	14.7	5.8	423	6/8
LH14	Buonavista	350.3	15.9	4.1	877	5/8

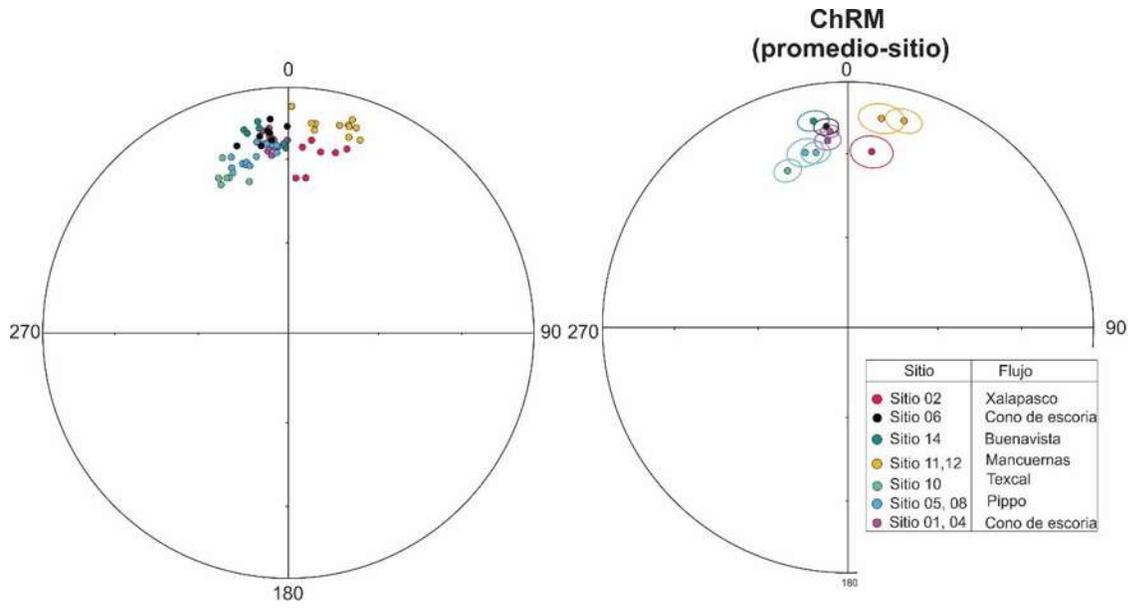


Fig. 26 a) Direcciones obtenidas promedio de cada espécimen del Complejo Volcánico Los Humeros, representados en un diagrama de igual área, b) Direcciones promedio de los 13 sitios en el recuadro derecho se detallas los colores de cada sitio con el nombre que le corresponde a cada flujo.

4.4. Paleointensidades

Se realizaron un total de 40 especímenes; 6 determinaciones de paleointensidades absolutas en 6 sitios; 3 en flujos de lava (sitio, LH05, LH08 y LH11), y 3 en conos de escoria (LH01, LH04 y LH06). Se utilizaron los softwares de PALEO96 y Thelliertool 4.22 para el análisis de los datos se utilizó los diagramas de Arai (Nagata *et al.*, 1963).

La determinación de paleointensidades absolutas fue realizada en 14 pasos de calentamiento, desde 100° C hasta la temperatura en la que la remanencia magnética de las muestras quede completamente desbloqueada (aproximadamente en 570° C). El campo establecido en el laboratorio fue de 50 μ T. El experimento contó con calentamientos de verificación *pTRM Check* para identificar alteraciones mineralógicas que afectarían los resultados. Para considerar confiables a las determinaciones de paleointensidades, cada una de las muestras se siguieron los requisitos establecidos por Goguitchaichvili, *et al.* (2012).

En la Fig. 27 se muestran ejemplos de experimentos exitosos (sitios LH01 y LH06; conos de escorias) y no exitosos (sitio LH08 perteneciente al flujo de Lava Pippo). En la Tabla 3 se muestra a detalle los parámetros de calidad de cada sitio. Se tuvo un éxito del 80% produciendo determinaciones confiables de intensidades absolutas, obteniendo un factor de confianza q de 1 a 51.

Se observan en la (Fig. 27a y b) un buen comportamiento de los datos; para el sitio LH01 correspondiente a un Cono de escoria, su temperatura de desbloqueo es aproximadamente a los 450 °C en relación de su NRM/T, en relación al diagrama de Arai, se observa la línea de mejor ajuste entre los rangos de 250 – 560 °C, obteniendo datos de *pTRM checks*, en los cuales no se observan cambios en su mineralogía. Se obtuvo una intensidad para este espécimen de $22.87 \pm 0.57 \mu\text{T}$. En el sitio LH05 perteneciente a Lava Pippo se observa casi el mismo comportamiento, una temperatura de desbloqueo 470 °C en relación con su NRM/T, en los diagramas de Arai se observó una línea de tendencia donde los puntos de doble calentamiento se encuentran próximos con rangos de 150 a 540 °C. En los *pTRM checks* no se observa un cambio de mineralogía durante el experimento, Se obtuvo una intensidad para este espécimen de $24.73 \pm 0.79 \mu\text{T}$.

Para el flujo de lava Pippo, en las muestras H107B y H109A (Fig. 27c, d) se tienen temperaturas de desbloqueo de 400 °C en relación con el NRM, *pTRM/T*, y no presentan una agrupación de los datos acorde a la línea de ajuste. Se observa una desviación significativa, provocando una concavidad, esto probablemente corresponde a los minerales magnéticos con una estructura magnética de multidominio (MD, Prévot *et al.*, 1983). Cumpliendo con los parámetros propuestos por Gogutchiaichvili *et al.* (2012) se decidió no tomar en cuenta estos datos para el cálculo de intensidades absolutas

**Tabla 3 Resultados de paleointensidades y estadística para el Complejo Volcánico
Los Humeros.**

SITIO	espécimen	N	T1-T2	b	σ_b	s2	σ	f	g	q	H	$\pm sH$
LH01	98H006B	10	200-540	-0.48	0.02	0.01	0.04	0.80	0.87	16.75	23.86	0.99
	98H008B	11	150-540	-0.47	0.01	0.01	0.03	0.92	0.82	29.28	23.46	0.01
	98H012B	10	250-560	-0.46	0.01	0.01	0.03	0.87	0.83	28.89	22.87	0.57
	98H014B	10	200-540	-0.54	0.01	0.01	0.03	0.65	0.63	15.19	26.77	0.71
	98H015C	11	150-540	-0.40	0.01	0.00	0.02	0.61	0.87	24.04	19.97	0.44
	98H017A	11	150-540	-0.38	0.01	0.00	0.02	0.45	0.84	20.39	19.11	0.36
	98H018B	11	150-540	-0.39	0.13	0.01	0.03	0.69	0.84	17.92	19.73	0.63
											\square 22.25	
											σ 2.78	
LH04	98H037B	8	350-560	-0.31	0.01	0.00	0.02	0.74	0.79	23.66	15.44	0.38
	98H046A	5	250-540	-0.39	0.01	0.00	0.02	0.84	0.61	25.48	19.51	0.39
											\square 17.47	
											σ 2.87	
LH05	98H049B	10	200-540	-1.37	0.04	0.01	0.03	0.63	0.86	17.11	68.57	2.16
	98H051B	11	300-540	-1.30	0.08	0.02	0.06	0.35	0.78	4.25	64.85	4.11
	98H054C	11	150-540	-1.10	0.05	0.02	0.04	0.59	0.88	11.86	54.74	2.41
	98H055B	10	200-540	-1.34	0.10	0.05	0.08	0.44	0.85	4.91	66.80	5.06
	98H057B	11	150-540	-1.31	0.08	0.03	0.06	0.56	0.87	8.12	65.45	3.92
	98H058B	11	150-540	-1.26	0.07	0.03	0.05	0.59	0.88	9.59	64.53	3.49
	98H059B	11	150-540	-1.35	0.05	0.01	0.03	0.59	0.86	14.62	67.72	2.36
	98H064B	10	150-515	-1.39	0.05	0.01	0.04	0.58	0.88	12.95	69.35	2.73
										\square 65.25		
										σ 4.59		
LH06	98H065B	11	150-540	-0.49	0.02	0.01	0.03	0.56	0.82	14.39	24.73	0.79
	98H067B	11	150-540	-0.39	0.01	0.01	0.04	0.72	0.82	15.55	19.52	0.73
	98H072B	9	150-500	-0.46	0.02	0.01	0.04	0.72	0.83	14.11	23.15	0.98
	98H074B	6	250-350	-0.55	0.05	0.04	0.10	0.13	0.73	1.08	27.35	2.70
	98H076B	11	150-540	-0.47	0.01	0.00	0.02	0.91	0.73	32.93	23.67	0.53
	98H079B	11	150-540	-0.33	0.01	0.01	0.02	0.97	0.83	33.00	16.39	0.40
										\square 22.47		

											σ	3.91
LH08	98H112B	8	150-475	-1.06	0.02	0.00	0.02	0.54	0.85	16.70	53.17	1.46
	98H115A	8	150-475	-1.11	0.04	0.01	0.04	0.72	0.85	16.95	55.74	2.02
	98H115B	8	150-475	-1.07	0.04	0.01	0.04	0.75	0.85	17.00	53.35	2.02
	98H116B	10	150-515	-1.00	0.03	0.01	0.03	0.86	0.88	26.80	50.07	1.42
											\square	36.44
											σ	21.52
LH11	98H134B	5	150-350	-0.59	0.03	0.01	0.06	0.84	0.72	10.85	29.74	1.64
	98H137B	9	250-540	-0.54	0.01	0.00	0.02	0.73	0.86	37.74	26.87	0.45
	98H138B	9	250-540	-0.59	0.02	0.00	0.03	0.80	0.83	25.64	29.47	0.77
	98H140A	9	250-540	-0.64	0.01	0.00	0.02	0.82	0.83	37.99	31.92	0.57
	98H141B	9	250-540	-0.65	0.01	0.00	0.02	0.79	0.85	36.75	32.34	0.86
	98H142A	10	250-515	-0.59	0.01	0.00	0.02	0.89	0.88	51.07	29.50	0.45
	98H143B	10	200-540	-0.78	0.04	0.02	0.05	0.90	0.82	15.64	39.14	1.84
											\square	31.28
											σ	3.90

Nota: **N**: número de puntos utilizados en el ajuste lineal; **T₁-T₂**, temperatura mínima y máxima utilizada para determinar las paleointensidades; **b**, valor de la pendiente; **σ_b** , error estándar de la pendiente; **f**, fracción del NRM utiliza para el mejor ajuste; **g**, igualdad de espaciamiento entre puntos (más cercano a 1 la calidad del dato es mejor); **q**, factor de calidad; **H**, valor de paleointensidad PI; **$\pm sH$** , rango de error de PI

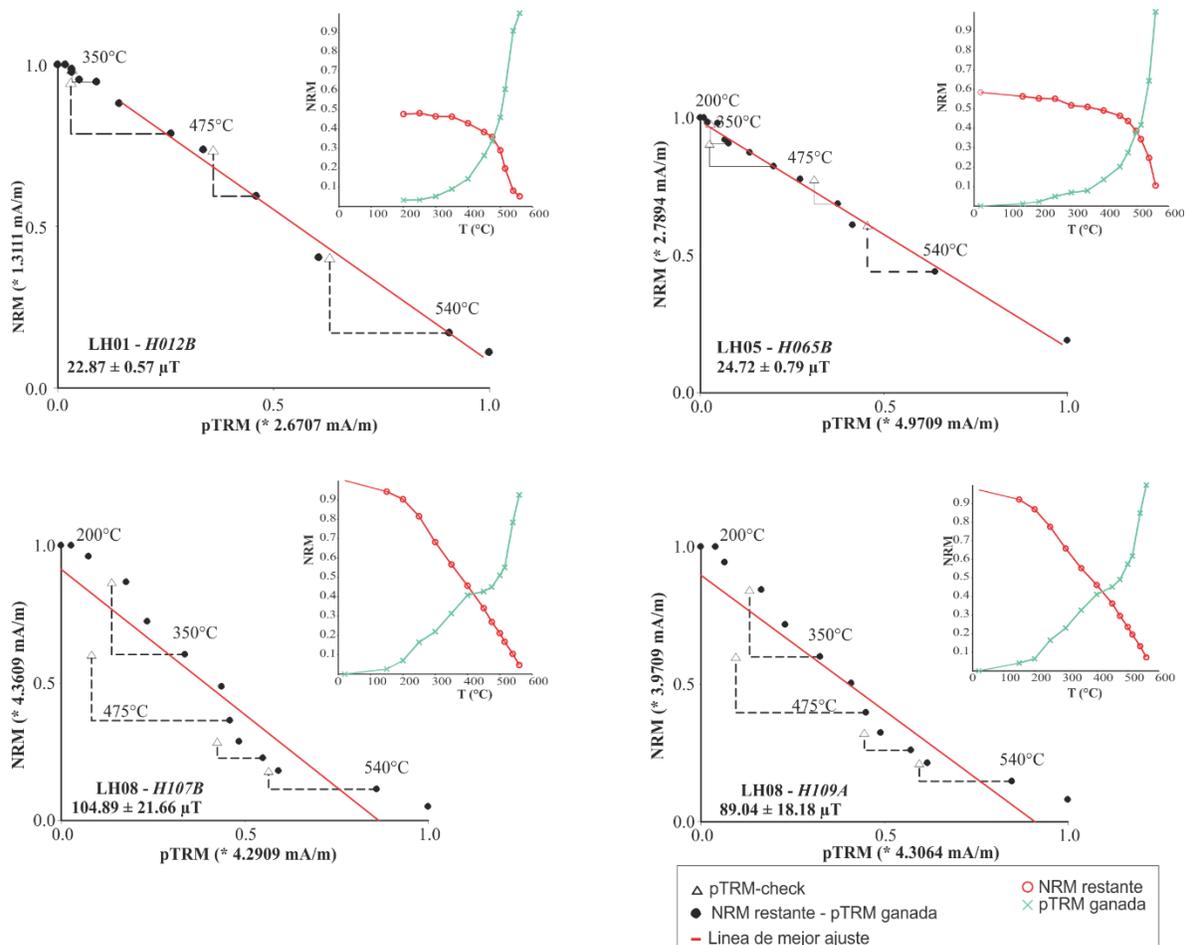


Fig. 27 Diagramas de Arai de los especímenes representativos de distintos flujos, las líneas punteadas negras son las temperaturas de chequeo, la línea roja continua representa la línea de mejor ajuste. En el gráfico T vs NRM se observa el cambio de la MRN original por TRM de laboratorio.

4.5. Dataciones Paleomagnéticas

Para determinar las edades para cada flujo, se tomaron los promedios de los datos obtenidos en los análisis de paleodirecciones y paleointensidades. Para los resultados de paleodirecciones, es importante considerar las correcciones de los datos de campo. Se utilizaron datos direccionales promedio (declinación, Inclinación, α_{95}) para la datación paleomagnética de los diferentes flujos y se descartaron aquellos valores que no cumplen con las normas establecidas que anteriormente se describieron (Gogichaisvili, *et al.*, 2012). El cálculo se realizó con ayuda del software *archaeo_dating*, (Pavón-Carrasco *et al.* 2011), con el modelo global SHA.DIF.14k.

Se identificaron las fechas más probables asociadas en tiempo y espacio a cada flujo de lava y cono de escoria.

En la parte superior de izquierda a derecha de la figura 28 se tienen gráficos lineales con los cálculos de declinación e, inclinación respectivamente. Las curvas maestras se muestran de color rojo intenso y de color rojo tenue su margen de error de los registros del modelo SHA.DIF.14k y en líneas horizontales de color azul los cálculos obtenidos por este estudio con su desviación estándar. En la siguiente fila de imágenes se hace un cruce de estos datos con la densidad probable con un 95% de confiabilidad, así llegando al último gráfico que se muestra en la parte inferior y calculando las edades más probables para la datación del flujo Mancuernas (Fig. 28).

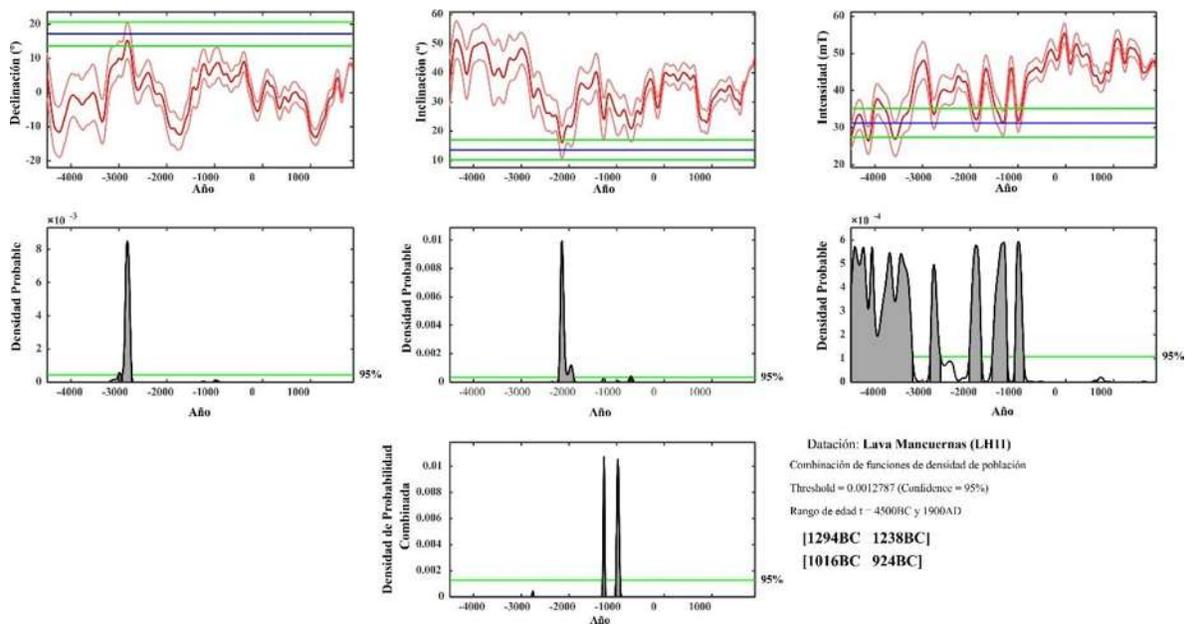


Fig. 28 Ejemplo de datación obtenida del flujo Mancuernas por la herramienta de Matlab archaeo_dating

Este proceso de datación se replica para todos los flujos (Buenavista, Texcal, Mancuernas, Xalapasco, Pippo) y conos de escoria (A, B).

Para los sitios LH14 Flujo Buenavista, LH10, Texcal y LH02 Xalapasco se realizó la datación solo con declinación e inclinación ya que para estos sitios en las pruebas paleomagnéticas como en la de susceptibilidad magnética se encontraron cambios en su mineralogía. Mientras que para los sitios LH01, LH04, LH06, LH05, LH08, LH11 se realizó la datación con el vector completo: **declinación, inclinación e intensidad**. En la Tabla 4 se muestra las dataciones paleomagnéticas obtenidas.

Tabla 4 En la primera columna se muestra el nombre del flujo, en la columna dos se denota la clave del sitio y en la última columna se aprecia la datación paleomagnética más probable obtenida de cada sitio.

Flujo	Sitio	Datación Paleomagnética	
		Dec, Inc, H	Dec, Inc
Lava Pippo	LH05	(970 - 1152 d.C.)	
	LH08		
Xalapasco	LH02	(1077 - 716 a.C.)	
Mancuernas	LH11	(1318 - 1230 a.C.)	
	LH12		
Lava Texcal	LH10	(1900 - 1649 a.C.)	
Buenavista	LH14	(2024 - 1882 a.C.)	
Cono de escoria B	LH06	(2035 - 1849 a.C.)	
Cono de escoria A	LH01	(4164 - 4120 a.C.)	
	LH04		

Para los sitios LH01 y LH04 exhibieron resultados similares, por lo que se presume que son de la misma temporalidad, por lo que las unidades geológicas fueron probablemente formadas por el mismo evento volcánico. El mismo caso para los sitios LH05 y LH08 pertenecientes al flujo de lava Pippo.

Discusión

En las mediciones de la Magnetización remanente natural (NRM) se observó en un 20% una ligera magnetización secundaria, la cual se eliminó en los primeros pasos, en el resto de las muestras se observa un comportamiento con nula dispersión, lo que indica que los portadores magnéticos se encuentran en las titanomagnetitas pobres en titanio.

Se observa que en dos sitios LH03 y LH13, (Flujo YAYA y Buenavista respectivamente) existe una nula agrupación de los datos y un comportamiento errático de los resultados. El sitio LH03 que el α_{95} supera las 10 unidades lo que podría indicar una re-magnetización a causa de efectos externos a su formación; posiblemente afectado por una descarga eléctrica afectando su magnetización característica.

Analizando la estadística se observa que los resultados de los diferentes flujos y conos de escoria del CVLH presentan valores en el parámetro de confianza menores a 6° lo que indica una baja dispersión de los datos. Cabe señalar que los resultados obtenidos de los conos de escoria arrojaron los siguientes datos para los sitios LH01; $\alpha=2.6^\circ$, LH04, $\alpha=2.4^\circ$ y LH06, $\alpha=3.2^\circ$. Esto indica una baja dispersión, corroborando que los conos de escoria almacenan información magnética confiable para los estudios paleomagnéticos.

Para el flujo Mancuernas se muestrearon dos sitios; LH11 y LH12 con los siguientes resultados **Dec=17.2°**, **Inc=205°**, $\alpha_{95}= 3.4^\circ$ y **Dec=9.3°**, **Inc=14.7°**, $\alpha_{95}= 5.8^\circ$ respectivamente, estos parámetros tienen gran similitud con los obtenidos por (Juárez-Arriaga, 2008) para el mismo flujo, así como también en los flujos Texcal y Pippo.

En los resultados de susceptibilidad magnética de los portadores responsables de la magnetización remanente; el 50% de las muestras sometidas por esta técnica magnética exhiben un comportamiento reversible y/o cuasi-reversible indicando una estabilidad magnética lo que permite reafirmar que los portadores magnéticos son titanomagnetita con bajo contenido en titanio. El 35% de las muestras indican una

reversibilidad moderada como consecuencias fisicoquímicas en el proceso de la experimentación. El resto de las muestras dieron resultados con un comportamiento irreversible.

Los resultados obtenidos en este trabajo, los fechamientos paleomagnéticos cercanos a los obtenidos con los métodos radiométricos de Ar/Ar y de ^{14}C por Carrasco-Núñez *et al.*, (2017).

Paleointensidades y Fechamientos Paleomagneticos

Recientemente, Carrasco-Núñez *et al.*, (2018) definen la cronoestratigrafía de las rocas volcánicas de CVLH mediante diferentes métodos radiométricos (^{14}C , U/Th en zircones y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Solo se tendrán en cuenta los fechamientos de los flujos del Pájaro, 910 ± 30 a.C (2.86 ± 0.03 ka) y Texcal 1920 ± 130 a.C (3.87 ± 0.13 ka).

La determinación de fechamientos paleomagnéticos se realizó en 40 especímenes, 6 determinaciones de paleointensidades absolutas, en 6 sitios de los cuales 3 flujos (Lava Pippo y Mancuernas) son de flujos de lava y 3 en conos de escoria.

La precisión de los resultados obtenidos fue obtenida aplicando de manera correcta la metodología de Thellier modificado por Coe (1978), obteniendo un éxito del 80%, esto se ve reflejado en el factor de confianza que fue de 1 a 51 unidades, además de que los datos de *pTRM checks* se comportan próximos a la línea de mejor ajuste lo que se infiere que no hay un cambio en la mineralogía en el proceso de los tratamientos magnéticos.

Los datos con los fechamientos más antiguos pertenecen a 2 de los 3 sitios de conos de escoria, de los sitios LH1 y LH04. Los rangos de edad más probables de estos dos conos de escoria son: 4155 – 4128 a.C y 4164 – 4113 a.C. muy similares al evento que dio origen a la toba Cuicuiltic, de edad 4350 a.C (6.4 ± 0.1 ka) Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

El cono de escoria restante (B), LH06, ubicado al sur de la zona de estudio, perteneciente al flujo Tepeyahualco se obtuvo una edad entre 2035 – 1849 a.C.

Se obtiene para el flujo Texcal un rango de edad con mayor precisión (1900 – 1649 a.C.), consistente con los datos reportados de Juárez Arriaga, 2018, con rango de edad de 2606 – 1547 a.C. Estratigráficamente la datación que obtuvimos demuestra que el flujo Texcal es más joven que el flujo Buenavista ya que se observa una datación paleomagnética entre los rangos 2024 – 1882 a.C.

Para el flujo de lava Mancuernas el resultado obtenido del fechamiento paleomagnético es de 1318 – 1230 a.C. Este rango de edad tiene mayor precisión y concuerda con el segundo de los tres rangos de edad reportado para flujo El Pájaro 2847-2734, a.C, 1241-1205, 902-876 a.C. por Juárez-Arriaga, 2018 y consistentes con los reportados por datación absoluta 910 ± 30 a.C (2.86 ± 0.03 ka; Carrasco Núñez *et al.*, 2017).

En el flujo Pippo (sitios LH05, LH08) se obtuvo una edad de (970 – 1152 d.C.) este mismo sitio es fechado por Juárez-Arriaga en (2008) obteniendo una edad de 2070 – 1880 a.C. (Fig. 29). Acorde a caminamientos en campo, este flujo se encuentra en la parte superior de la caldera de los Humeros, se pudo observar que no tiene desarrollo de suelo y por consiguiente de vegetación, lo que coincide con el último episodio habitable de la ciudad prehispánica llamada “circundante Cantona” y lo que podría indicar un motivo de abandono.

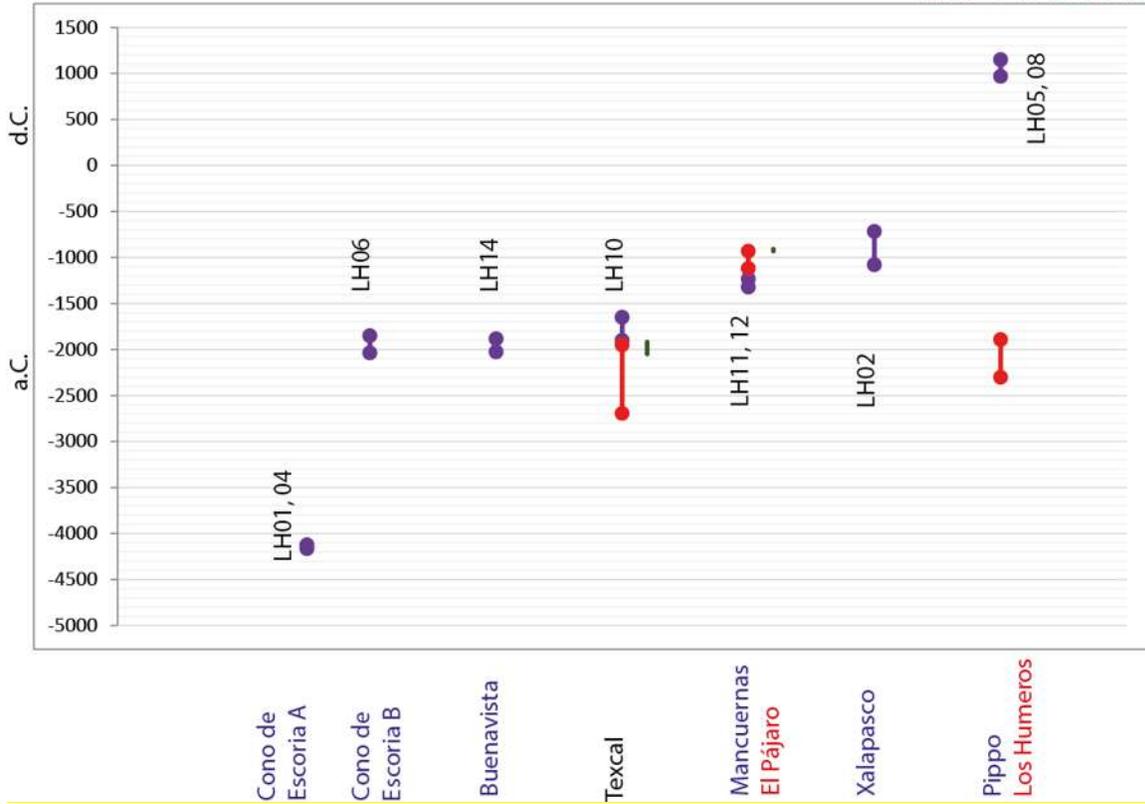


Fig. 29 Comparación de las edades posibles en las cuales fueron emplazadas los flujos de lava y conos de escoria del CVLH, de color rojo se muestran las edades de Juárez-Arriaga, 2018, de color verde edades radiométricas de Carrasco-Núñez et al., 2017 y de color morado los fechamientos paleomagnético de este estudio.

Conclusiones

Se realizaron experimentos de magnetismo de rocas, paleomagnéticos y de paleointensidad magnética a muestras de rocas volcánicas provenientes de 14 sitios: 8 flujos de lava y 6 domos de escoria, pertenecientes al Complejo Volcánico Los Humeros, México.

Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas k-T), mostraron que la mayoría de las muestras tuvieron una fase ferrimagnética principal caracterizada por una temperatura de Curie cercana a los 570°C, la cual es compatible con titanomagnetita con contenido bajo de titanio y con alta estabilidad térmica. Se observó también la presencia de una fase magnética menos significativa alrededor de los 250°C, la cual ya no persistió durante el enfriamiento.

Por medio de los tratamientos magnéticos fue posible aislar la dirección promedio de la magnetización característica de las muestras provenientes de 13 de los sitios estudiados los cuales presentan un buen agrupamiento con valores de α_{95} entre los 2.5° y 5.8°. El sitio correspondiente al flujo de lava Yaya, mostró un valor de $\alpha_{95} = 12.5^\circ$ por lo que, presentó una gran dispersión, lo que dificultó la determinación de la edad de forma confiable.

En los sitios LH07 y LH09; flujo Yaya y Buenavista respectivamente, los resultados reflejan una polaridad magnética inversa (inclinación negativa) a diferencia de las demás estructuras que presentan una polaridad normal. Debido a esto, no fue posible utilizar el método propuesto en estos sitios ya que, la edad más probable se encuentra entre 45,000 y 39,000 años A.P. (dentro del Cron de Brunhes, Subcron Laschamp). Para el sitio LH13 (Buenavista) no se observó un agrupamiento coherente de las determinaciones individuales durante los tratamientos, por lo que no fue posible obtener el promedio.

Al aplicar los criterios de selección y de realizar los experimentos de Paleointensidad magnética, se obtuvieron resultados para 6 de las unidades estudiadas, se utilizaron entre 2 y 7 especímenes individuales para obtener los promedios de cada sitio. Los

valores de paleointensidades varían entre 17.47 ± 2.57 y 65.25 ± 4.59 μT . Dada la calidad técnica en las determinaciones, estos valores de PI fueron incluidos en la determinación de las edades mediante el método paleomagnético

Por medio de los experimentos de paleointensidad y de los criterios de selección, se determinaron los intervalos de las edades probables mediante el método paleomagnético utilizando el vector magnético completo (declinación, inclinación e intensidad) en siete de las unidades estudiadas: Buenavista [2024 a 1882] a.C., Cono de escoria A [4164 a 4120] a.C., Cono de escoria B [2035 a 1849] a.C., Lava Pippo [970 a 1152] d. C., Lava Texcal [1900 a 1649] a. C., Mancuernas [1318 a 1230] a. C., Xalapasco [1077 a 716] a. C.

Los datos de paleointensidad concuerdan con los datos reportados por métodos radiométricos e incluso ofrecen un grado de incertidumbre menor, por lo que son más precisos como son El Pájaro, 2.86 ± 0.03 ka y 3.87 ± 0.13 ka de la unidad Texcal pertenecientes también al complejo volcánico los Humeros. Estos hallazgos representan una aportación significativa en el conocimiento de la evolución eruptiva del Complejo Volcánico Los Humeros, además de que la alta calidad técnica en las determinaciones son un ejemplo de confiabilidad del método paleomagnético como herramienta para fechar erupciones volcánicas recientes además de tener un bajo costo comparado con las técnicas convencionales.

Bibliografía

- Acocella, V. 2008. Structural Development of Calderas: A Synthesis from Analogue Experiments, *in* Gottsmann, J. and Martí, J. Eds. *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response. Developments in Volcanology*, 10.
- Acocella, V., 2007. Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to nature. *Earth Sci. Rev.* 85, 125–160.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L., 2002a, Rhyolitic volcanism in extension zone associate with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Allan, J., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Basavaiah, N. (2012). *Geomagnetism: solid earth and upper atmosphere perspectives*. Springer Science and Business Media.
- Butler, R. F., and Paleomagnetism, P. (1992). *Magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell.
- Böhnell, H., Pavón-Carrasco, F. J., Sieron, K., Mahgoub, A. N., 2016. Palaeomagnetic dating of two recent lava flows from Ceboruco volcano, western Mexico. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2), 1203-1215.
- Campbell, W. H. 2003, *Introduction to Geomagnetic Fields*, 2nd edn. (Press Syndicate of the University of Cambridge)
- Campos-Enriquez, and Garduño-Monroy, 1987. The Shallow Structure of Los Humeros and Las Derrumbadas Geothermal Fields, Mexico. *Geothermics*, 16; 539 – 554
- Carlson, J. B. 1975. Lodestone Compass: Chinese or Olmec Primacy? *Science* 189 (4205): 753-760.

- Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M.J., Norry, M., Willcox, C., 2012. Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with and intraplinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 124; no. 11/12; p. 1793–1809; doi: 10.1130/B30501.1.
- 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 – 5.
- Carrasco-Núñez, G., Arzate, J., Bernal, J. P., Carrera, J., Cedillo, F., Davila-Harris, P., Hernández, J., Hurwitz, S., Lermo, J., Levresse, G., López, P., Manea, V., Norini, G., Santoyo, E., Willcox, C., 2015. A new geothermal exploration program at Los Humeros volcanic and geothermal field (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*. p. 1 – 9.
- Carrasco-Núñez, G., Hernandez, J., De Leon, L., Davila, P., Norini, G., Bernal, J.P., Jicha, B., Navarro, M., Lopez, P., 2017. Geologic map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern trans-Mexican volcanic belt. *Terra Digitalis* 1 (2), 1–11.
- Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Davila, P., Jicha, B., Giordano, G., and Hernández, J. (2018). Reappraisal of Los Humeros volcanic complex by new U/Th zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: Implications for greater geothermal potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.
- Cifuentes-Nava, G., Goguitchaichvili, A., López-Loera, H., Cervantes, M., Cortés, A., Sánchez-Bettucci, Lopez-Loera, H., Rosas-Elguera, J., 2017. Datación magnética usando el vector completo de algunas rocas piroclásticas asociadas al Volcán Colima, occidente de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(3), 577-590.

- Chadima H., Hrouda F., 2006. *Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer*. *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20-21.
- Dávila-Harris, P. y Carrasco-Núñez, G. 2014. An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *J Volcanology and Geothermal. Res.* 271, 24-42.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522 523, 122-149.
- Ferriz, H. y C. Yañez., 1981. Mapa geológico del centro volcánico de Los Humeros, estados de Puebla y Veracruz, México – Edición Preliminar, Comisión Federal de Electricidad, J. de la Barrera 37, Satélite, México, 53100, México.
- Ferriz, H., Mahood, G. A., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89 (B10), 8511–8524, doi: 10.1029/JB089iB10p08511.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere, en *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*: London, United Kingdom, The Royal Society of London, 295-305.
- Glatzmaier, G. A., and Roberts , P. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 2003-2008.
- Glatzmaier, G., and Coe, R. (2015). Magnetic Polarity Reversals in the Core. *Treatise on Geophysics*, 279-295.
- Goguitchaichvili A., 1999. A simple, alternative presentation of paleomagnetic demagnetization data. *Geofísica Internacional*, vol. 38, núm. 4, 285 – 290

- Goguitchaichvili, A., Laponte, D., Morales, J., Acosta, A., 2012, Archaeointensity of the Earth's Magnetic Field retrieved from Pampean Ceramics (South America): *Archaeometry*, 54(2), 213-224.
- Gómez-Tuena A, Orozco-Esquivel MT, Ferrari L (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 72: 227-285.
- Gomez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans- Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (Eds.), *Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México*. Geological Society of America Special Paper 422, pp. 1–53.
- Juárez-Arriaga, E., Böhnell, 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, 736-748.
- Juárez-Arriaga. E., 2016, Fechamiento Paleomagnético de flujos de lava recientes de la caldera de los Humeros, Puebla (tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Lanza, R., and Meloni, A. (2006). *The Earth's magnetism* (Vol. 280). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lopez-Hernandez, A., 1995. Estudio Regional Volcanico y Estructural del Campo Geotermico de Los Humeros, Pue., Mexico. *Geoterm. Rev. Mex. Geoenerg.* 11 (1), 17–36.
- Mahgoub, A. N., Reyes-Guzmán, N., Böhnell, H., Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A. (2018). Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (Mexico): implications for archeology and volcanic hazards. *The Holocene*, 28(2), 229 - 245.
- McElhinny, M. W., and McFadden, P. I. (2000). Chapter Two—Rock Magnetism. *Paleomagnetism; Academic Press: Cambridge, MA, USA*, 73, 31-77.

- Merril, R. T., M.W. McElhinny y P.L. McFadden (1998). *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core and The Deep Mantle* Academic Press, San Diego, California.
- Nagata T., Fisher R. M., Momose K., 1963, *Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years*. *Journal of Geophysics Research*, v. 68, 5277 – 5281.
- Norini, G., GropPELLI, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicoli, C., Zucca, F., De Franco, R., 2015. Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301, 221–237.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda- Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto- Samaniego, Á. F., 1992, *Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México*, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Pérez-Reynoso, J., 1978. *Geología y petrografía de la caldera de Los Humeros*. *Geomimet* 3, 97–106.
- Pérez-Rodríguez, N., Morales-Contreras, J., García-Tenorio, F., Gogishaishvili, A., 2016, Fechamiento arqueomagnético de las últimas tres erupciones plinianas del volcán Popocatepetl en Rapalini, A.E., Caballero-Miranda, C., Gogichaishvili, A. (eds.), *Proceedings São Paulo, Brasil, Latinmag Letters, Special Issue*, 6, C11, 1-7.
- Siebert, L. y Carrasco-Núñez, G. 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for

- future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115; 179 – 205
- Tauxe, L., 2010, *Essentials of Paleomagnetism*: United States, University of California Press, 489 pp.
 - Tauxe L., 2016. *Essentials of Paleomagnetism (web edition)*. University of California Press: <http://magician.ucsd.edu/Essentials>.
 - Thellier, E., Thellier, O., 1959, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique: *Annales de Géophysique*, 15, 285-376.
 - Urrutia-Fucugauchi, J., A. Goguitchaichvili, L. Pérez-Cruz, J. Morales. 2016. Revaluación de la cronología de erupciones del volcán Vesubio (Italia) a partir de 79 A. D. *Arqueología Iberoamericana* 29: 21-27. URL: <http://laiesken.net/arqueologia/archivo/2016/29/4>.
 - Urrutia-Fucugauchi, J., A. Goguitchaichvili, L. Pérez-Cruz, J. Morales. 2016. Archaeomagnetic Dating of the Eruption of Xitle Volcano, Basin of Mexico: Implications for the Mesoamerican Centers of Cuicuilco and Teotihuacan. *Arqueología Iberoamericana* 30: 23-29. URL: <http://laiesken.net/arqueologia/archivo/2016/30/4>.
 - Verma, S. P. y M. Lopez, 1983. Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico, *Bull. Volcanol.*, 45, 63-79.
 - Willcox, C.P., 2011. Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano, Los Humeros, Central Mexico. Unp. PhD Thesis University of Leicester, UK.
 - Yañez, C. y J. Casique, 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estado de Puebla y Veracruz, Comisión Federal de Electricidad, reporte interno, 59p.
 - Yañez, C., García, S., 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros–Las Derrumbadas, 29. estados de Puebla y Veracruz: CFE, México, p. 98.