



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES  
UNIDAD JURQUILLA**



LICENCIATURA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO INTEGRAL DEL VOLCÁN EL PELADO,  
SIERRA DE CHICHINAUTZIN, MÉXICO

TESIS  
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
ANDREA GONZÁLEZ GARCÍA

TUTOR: DR. ALEJANDRO RODRÍGUEZ TREJO  
CENTRO DE GEOCIENCIAS

JURADO:  
DRA. ROSARIO VÁZQUEZ MORALES  
DR. EDUARDO BECERRA TORRES  
DRA. ANA MARÍA SOLER ARECHALDE  
DR. FERNANDO CORBO CAMARGO

QUERÉTARO, QUERÉTARO, MÉXICO  
2024



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## RESUMEN

El Pelado es un volcán de ca. 10,000 AP (Siebe *et al.*, 2004), ubicado en el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC), en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. En este trabajo se realizó un estudio paleomagnético integral en cinco de sus flujos de lava. Los resultados obtenidos indican una dirección media única de  $D=0.7^\circ$  e  $I=16.2^\circ$ , con una  $k=52.36$  y un  $\alpha_{95}=2.7^\circ$ , y una paleointensidad de ca.  $41.26\mu\text{T}$ . Los valores obtenidos concuerdan con la curva de variación paleosecular propuesta para México por Mahgoub *et al.* (2019).

Los datos paleomagnéticos se obtuvieron con base en experimentos de desmagnetización por campos alternos, así como experimentos de paleointensidad, siguiendo los protocolos de Pseudo-Thellier y Multi-espécimen. También se determinaron las propiedades magnéticas de las rocas, realizando experimentos de susceptibilidad, curvas de histéresis y curvas termomagnéticas.

La importancia de este trabajo recae en el hecho de que los estudios paleomagnéticos previos realizados por otros autores, indican varias direcciones paleomagnéticas para El Pelado, es decir, indicando una posible actividad poligenética. Estos datos contradicen a los estudios vulcanológicos realizados por Siebe *et al.* (2003) y Lorenzo-Merino *et al.* (2018), en los que se le cataloga como un volcán de tipo monogenético.

Por esta razón, este estudio se complementó con un análisis sobre la calidad de los sitios previamente muestreados por otros autores. Con este análisis, se identificaron sitios en los que las muestras habían sido tomadas de flujos de lava no pertenecientes a El Pelado, o que probablemente habían experimentado movimiento mecánico posterior al enfriamiento de la roca.

Por lo tanto, con todos los resultados obtenidos en esta tesis, ha sido posible esclarecer la controversia generada a causa de las diferentes direcciones paleomagnéticas publicadas por otros autores para éste volcán. Es por ello que se concluye, que efectivamente desde el punto de vista paleomagnético, El Pelado presentó una actividad de tipo monogenética, al igual que como los estudios vulcanológicos indican.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quisiera expresar mi profundo agradecimiento a todas las personas que contribuyeron de diversas maneras a la realización de esta tesis. En primer lugar, quiero agradecer a mi director de tesis, Alejandro Rodríguez Trejo, por su orientación, apoyo y sugerencias.

Agradezco sinceramente a todo el jurado, Rosario Vázquez Morales, Eduardo Becerra Torres, Fernando Corbo Camargo y Ana María Soler Archalde; por sus comentarios y sugerencias para la corrección y mejora de este trabajo.

Quiero expresar mi agradecimiento a Harald Böhnelt y a Héctor Enrique Ibarra Ortega por siempre ayudarme y resolver mis dudas dentro y fuera del laboratorio, gracias por el acompañamiento brindado desde el inicio hasta el final del proyecto. Mi gratitud también va al Centro de Geociencias y al Laboratorio de Magnetismo y Paleomagnetismo de Rocas.

También quiero agradecer al programa de movilidad internacional de la UNAM-DGECI “Iniciación a la Investigación 2022”, el cual me permitió realizar parte del trabajo de laboratorio en el Laboratorio de Paleomagnetismo ‘Ford Hoofddijk’ de la Universidad de Utrecht. Gracias a Mark J. Dekkers, por su guía y enseñanzas durante dicha estancia, y a todos mis compañeros de laboratorio. La apertura a dudas y comentarios constructivos fueron esenciales para el desarrollo de los experimentos.

Gracias a la Escuela Nacional de Estudios Superiores – Unidad Juriquilla y a todos los docentes que contribuyeron a mi formación académica durante mis años universitarios.

Mi reconocimiento también va dirigido a mi familia y amigos, específicamente gracias Caty, Iván, Vero, Clara y Nadia, por escucharme y apoyarme, a pesar de que pertenecemos a diferentes áreas, su apoyo me permitió seguir adelante. Quiero agradecer especialmente a mi mamá por siempre ser mi sostén y motivación para seguir.

Por último, pero no menos importante, quiero agradecer a todas las personas que me ayudaron directa e indirectamente durante todo el trabajo de tesis, sin su ayuda no hubiera sido posible la realización total de este trabajo.

## **DEDICATORIA**

Dedico este trabajo a mi mamá. Gracias por permitirme soñar siempre, este logro es tan mío como tuyo.

Te amo.

## ÍNDICE

RESUMEN .....	i
AGRADECIMIENTOS .....	ii
DEDICATORIA.....	iii
Lista de Figuras y Tablas .....	vi
1. Introducción .....	1
2. Marco Teórico .....	4
2.1. Paleomagnetismo .....	4
2.2. Materiales magnéticos y sus características.....	7
2.3. Magnetización Remanente en las rocas.....	11
2.3.1. Tipos de Magnetización Remanente .....	11
2.3.2. Dominios magnéticos.....	13
2.4. Técnicas de medición de datos paleomagnéticos.....	16
2.4.1. Experimentos de histéresis .....	16
2.4.2. Técnicas de desmagnetización .....	18
2.4.3. Paleointensidad.....	20
3. Antecedentes .....	25
4. Objetivo general.....	26
4.1. Objetivos particulares.....	26
5. Hipótesis .....	27
6. Metodología.....	28
6.1. Trabajo de campo.....	28
6.2. Trabajo de laboratorio.....	31
6.2.1. Primera fase: Medición de propiedades magnéticas .....	33
6.2.2. Segunda fase: paleodirecciones .....	35
6.2.3. Tercera fase: paleointensidad .....	37
7. Resultados.....	40
7.1. Propiedades Magnéticas .....	40
7.1.1. Susceptibilidad .....	40
7.1.2. Curvas de Histéresis .....	41
7.1.3. Curvas termomagnéticas.....	44
7.2. Desmagnetización por el método AFD y análisis direccional.....	47
7.2.1. Desmagnetización .....	47
7.2.2. Análisis direccional .....	48
7.3. Paleointensidades .....	49
7.3.1. Pseudo-Thellier .....	49
7.3.2. Protocolo Multi-espécimen.....	52

8. Discusión.....	56
8.1. Análisis de las propiedades magnéticas.....	56
8.2. Análisis Direccional .....	57
8.3. Paleointensidad.....	61
9. Conclusiones .....	64
10. Referencias bibliográficas .....	66
Apéndice A .....	71
Apéndice B .....	75
Apéndice C .....	78
Apéndice D .....	84
Apéndice E .....	93
Apéndice F.....	95
Apéndice G .....	102
Apéndice H .....	105

## ***Lista de Figuras y Tablas***

<b>Figura 1:</b> Mapa de ubicación del Campo Volcánico de la Sierra de Chichinautzin (CVSC).	2
<b>Figura 2:</b> Componentes del campo magnético.	6
<b>Figura 3:</b> Diagrama Ternario del sistema Fe-Ti-O.	9
<b>Figura 4:</b> Descripción de una curva de histéresis y sus componentes.	17
<b>Figura 5:</b> Diagrama de Day et al. (1977).	17
<b>Figura 6:</b> Ejemplos del diagrama de Zijderveld.	18
<b>Figura 7:</b> Ejemplo de Arai plot para un experimento de Pseudo-Thellier.	22
<b>Figura 8:</b> Mapa de los sitios de muestreo.	29
<b>Figura 9:</b> Foto panorámica de los sitios de muestreo PC1, PC2 y PC3.	30
<b>Figura 10:</b> Explicación gráfica de los datos de orientación que se deben de tomar en las muestras paleomagnéticas.	31
<b>Figura 11:</b> Fotografías a detalle del procesamiento de muestras en el laboratorio.	32
<b>Figura 12:</b> Fotografía del Magnetómetro de Gradiente Alterno Princeton AGM 29000 Micromag.	33
<b>Figura 13:</b> (a) Muestra molida para la balanza de Curie. (b) Balanza de Curie del laboratorio.	35
<b>Figura 14:</b> Imagen del Magnetómetro de giro AGICO JR-6.	36
<b>Figura 15:</b> Fotografías a detalle de los instrumentos utilizados para obtener la paleointensidad magnética.	37
<b>Figura 16:</b> Imagen del porta-muestras de los especímenes utilizados para el MSP.	38
<b>Figura 17:</b> Histograma de los valores de susceptibilidad de todos los especímenes obtenidos.	40
<b>Figura 18:</b> Diagrama de Day et al. (1977).	42
<b>Figura 19:</b> Curvas de histéresis de muestras analizadas del volcán El Pelado.	43
<b>Figura 20:</b> Curvas termomagnéticas de un ciclo de algunas de las muestras del volcán El Pelado.	44
<b>Figura 21:</b> Curvas termomagnéticas multi-ciclo de las muestras del volcán El Pelado.	46
<b>Figura 22:</b> Curvas de desmagnetización por el método AFD.	47
<b>Figura 23:</b> Direcciones paleomagnéticas del volcán El Pelado.	49
<b>Figura 24:</b> Ejemplos de algunas curvas de pARM ganado en comparación con el NRM restante tomando como base el NRM inicial de las muestras..	50
<b>Figura 25:</b> Gráficas del protocolo Multi-especimen.	53
<b>Figura 27:</b> Estereograma con direcciones paleomagnéticas reportadas por otros autores.	58
<b>Figura 28:</b> Fotografías de los sitios de muestreo paleomagnéticos, reportados previamente por otros autores para el volcán El Pelado.	59
<b>Figura 29:</b> Curvas de variación paleosecular de México de los últimos 47 ka años.	63



<b>Tabla 1.</b> Datos de paleodirecciones reportados en estudios previos para el volcán El Pelado	25
<b>Tabla 2.</b> Valores de histéresis obtenidos en las muestras analizadas	41
<b>Tabla 3.</b> Direcciones paleomagnéticas	48
<b>Tabla 4.</b> Resultados del protocolo de Pseudo-Thellier	52
<b>Tabla 5.</b> Resultados Protocolo Multi-espécimen	54

## 1. Introducción

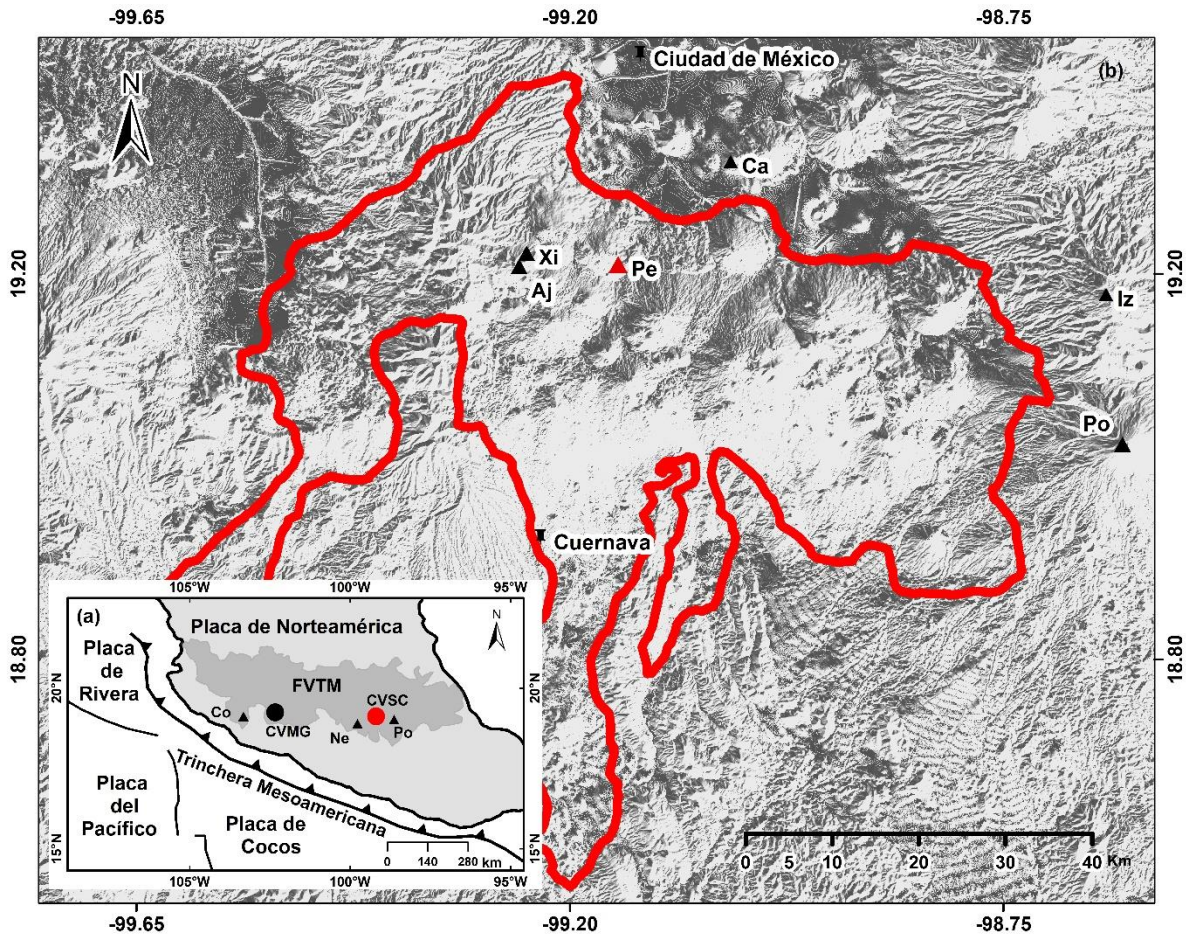
La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), es un arco volcánico de más de 1,000 km de longitud, con orientación Este a Oeste y 160,000 km<sup>2</sup> de superficie. En él se ubican más de 8,000 edificios volcánicos que atraviesan por completo el territorio mexicano desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México. La FVTM es producto de la subducción de la placa de Rivera y la placa de Cocos por debajo de la placa de Norte América, **Figura 1 (a)**, (Ferrari *et al.*, 2012).

La FVTM se caracteriza por tener grandes variaciones en su composición química y estilo eruptivo. Estas variaciones se han relacionado con la historia evolutiva del arco durante el Neógeno y con la geometría de la placa subducida (Ferrari *et al.*, 2012).

La FVTM se divide en tres sectores (occidental, central y oriental), con base en sus características geológicas y tectónicas. El sector occidental conforma la zona desde las costas del Pacífico hasta la triple intersección de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; el sector central se ubica entre esta intersección y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; y el sector oriental se encuentra desde este sistema de fallas hasta las costas del Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

En la parte central de la FVTM, entre la Ciudad de México, y los estados de México y Morelos, se localiza el Campo Volcánico de la Sierra de Chichinautzin (CVSC), **Figura 1 (a)**. El CVSC se encuentra elongado en dirección E-O, teniendo como límites los flancos del volcán Popocatepetl en el este, y el borde del valle de Toluca hacia el oeste. De acuerdo con Siebe *et al.* (2004), el área del CVSC delimita al oeste con la Sierra de las Cruces, al este con el volcán Popocatepetl, al norte por sedimentos lacustres y al sur por calizas del Cretácico y depósitos de avalanchas de escombros de volcanes poligenéticos más antiguos.

Jaimes-Viera *et al.* (2018), menciona que dentro de él hay al menos 227 edificios volcánicos, desde conos de escoria, flujos de lava asociados a estos y volcanes escudo, cubriendo un área aproximada de  $\pm 5,945 \text{ km}^2$ . En comparación con el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, que contiene 1,040 estructuras volcánicas, y el Campo Volcánico Valle de Bravo, que se conforma de 120 volcanes; el CVCS es uno de los campos volcánicos con mayor concentración de volcanes monogenéticos dentro de la FVTM (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006; Hasenaka & Carmichael, 1985; Siebe *et al.*, 2004).



**Figura 1:** Mapa de ubicación del Campo Volcánico de la Sierra de Chichinautzin (CVSC). (a) Contexto tectónico de la ubicación del CSVC dentro de la FVTM, marcado con rojo en el mapa. Co: Volcán de Colima, Ne: Nevado de Toluca, Po: Volcán Popocatépetl, CVMG: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. (b) Localización del volcán El Pelado dentro del CVSC (parte sombreada en gris oscuro). En rojo la ubicación de El Pelado (Pe). Po: Volcán Popocatépetl, Iz: Iztaccíhuatl, Aj: volcán Ajusco, Xi: volcán Xitle, Ca: Sierra de Santa Catarina.

La composición química de las rocas del CVSC son principalmente andesitas con basaltos y dacitas subordinadas de la serie calco-alcalina (Siebe *et al.*, 2003). Análisis realizados por Mooser *et al.* (1974) y Herrero-Bervera & Pal (1978), determinaron que la mayoría de las rocas expuestas dentro del campo volcánico tienen una paleodirección correspondiente con el cron Bruhnes, indicando que son menores a 0.73-0.79 Ma, aunque los fechamientos de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizados por Arce *et al.* (2013), sugieren que el vulcanismo del campo comenzó durante el Pleistoceno temprano hace ca. 1.2 Ma.

Siebe *et al.* (2003), han determinado que el vulcanismo del CVSC tiene una tasa de ocurrencia de ca. <2,500 años, y que la orientación E-O de las estructuras volcánicas,

corresponde con los esfuerzos extensivos N-S que experimenta la región. En esta área se han registrado sismos someros de baja magnitud (<4). Por lo tanto, se considera tectónicamente activa (Siebe *et al.*, 2004).

Dentro del CVSC se encuentra el volcán El Pelado, **Figura 1 (b)**. Este se localiza en el límite sur de la Ciudad de México, en la parte central de la FVTM. Siebe *et al.* (2003) realizaron un fechamiento a través del método de radio carbono a las lavas del volcán El Pelado, obteniendo una edad estimada de 10,000 años.

El Pelado es un volcán escudo coronado por un cono de cenizas, tiene una morfología aún juvenil con una altura de 180 m, una base de 1,050 m, y un cráter de 450 m. Su cono está rodeado por flujos de lava de tipo a'a' (Siebe *et al.*, 2003, 2004).

Siebe *et al.*, (2004) estimaron que sus lavas cubrieron un área de ca. 80 km<sup>2</sup>. En 2018, Lorenzo-Merino *et al.*, realizaron un estudio en el que se utilizaron imágenes LiDAR para mapear el terreno, trazando así, el límite de los flujos de lava cubiertos por la actividad posterior de otros volcanes, obteniendo un área de 80.4 km<sup>2</sup>.

Análisis cartográficos y estratigráficos realizados por Lorenzo-Merino *et al.*, (2018), sugieren que El Pelado tuvo una actividad eruptiva similar a la del volcán Parícutín con erupciones de tipo Estromboliano violento y con erupciones efusivas simultáneas en su base.

Siebe *et al.* (2004) menciona que la mayoría de las rocas que conforman el cono de El Pelado presentan una composición andesítica; de color gris oscuro con un alto contenido de Si (ca. 60 wt% de SiO<sub>2</sub>).

## **2. Marco Teórico**

### **2.1. Paleomagnetismo**

El paleomagnetismo es la rama de la geofísica que se centra en el estudio del Campo Magnético Terrestre (CMT) del pasado (Cox, 1970). Su estudio se basa en los datos registrados en las rocas y otros materiales, los cuales nos permiten conocer la dirección y la paleointensidad del CMT en el momento de la formación de la roca o manufactura de algún material (Collinson, 1983).

El paleomagnetismo se ha convertido en una herramienta muy útil en diversas disciplinas de las geociencias, una de ellas es la vulcanología (Rodríguez-Trejo *et al.*, 2023). En el campo de la vulcanología, el paleomagnetismo puede ayudar a diferenciar y correlacionar flujos de lava entre sí o con fuentes conocidas, basándose en las direcciones paleomagnéticas registradas. Además, facilita la determinación de la edad relativa de depósitos volcánicos al relacionar los datos paleomagnéticos obtenidos con el registro existente (Lerner *et al.*, 2022).

Todos estos estudios requieren del conocimiento de la actividad del CMT y su comportamiento, así como, en varios casos, de la existencia de registros paleomagnéticos correspondientes con la zona de estudio (Lerner *et al.*, 2022).

El CMT es un campo magnético generado entre el núcleo interno y externo de la Tierra por corrientes convectivas (Elsasser, 1958). El primero en descubrir que el origen del CMT se encuentra dentro de la Tierra fue William Gilbert en 1600. Sin embargo, no fue hasta que se desarrollaron estudios de la velocidad de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra, que relacionamos su formación con la zona de interacción del núcleo interno y externo (Roberts & Jing, 2013).

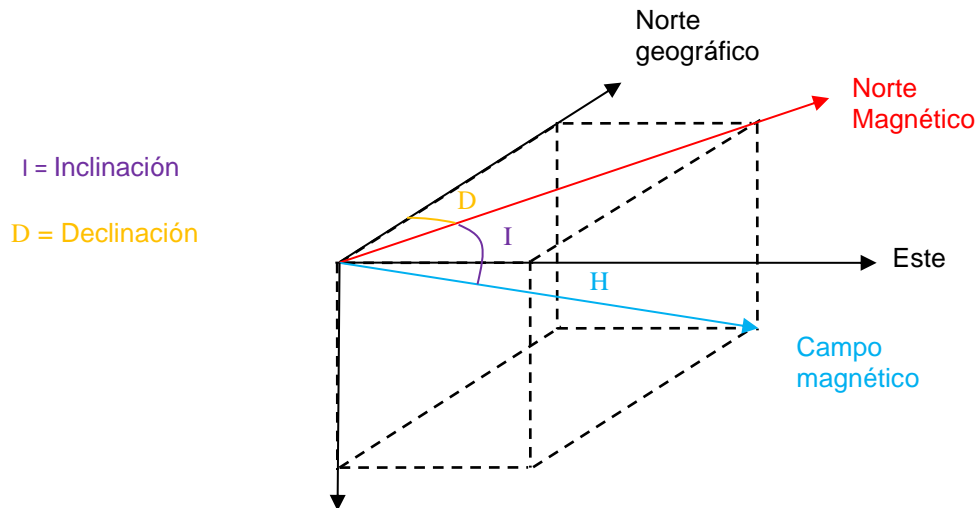
Cada parte del núcleo tiene una composición diferente: el núcleo externo líquido se compone de níquel y hierro con componentes más ligeros desconocidos; y el núcleo interno se compone de hierro y de aleaciones con otros elementos desconocidos que pueden ser más ligeros o pesados que el hierro (Stixrude *et al.*, 1997; Tauxe *et al.*, 2018).

La formación y mantenimiento de las corrientes convectivas, originadas en el núcleo necesitan de una gran fuente de energía (Tauxe *et al.*, 2018). Para explicar esto, se fue desarrollando el modelo de dinamo auto-excitado. Este modelo se basa en el movimiento de las corrientes eléctricas generadas por el movimiento del material dentro del núcleo terrestre (Hibberd, 1979).

La formación de este dinamo requiere de una gran fuente de energía, es por eso que, a lo largo de los años, se han señalado como posibles fuentes al enfriamiento del núcleo, la cristalización gradual del núcleo interno y/o a la flotabilidad del núcleo externo sobre el interno, a causa del enfriamiento del primero (Gomi *et al.*, 2013; Gubbins, 1977; Tauxe *et al.*, 2018). Todas estas fuentes se relacionan entre sí; los movimientos magnetohidrodinámicos que ocurren entre ambos núcleos, dependen de la flotabilidad que hay entre ellos, del giro de la Tierra sobre su eje y la interacción de los flujos conductivos con el CMT (Tauxe *et al.*, 2018).

La geometría del CMT se puede describir usando un sistema ortogonal, también llamado de componentes XYZ, en el que X, Y & Z describen la dirección del campo magnético. X señala la dirección con respecto al norte, Y al este y Z hacia el interior de la Tierra; si la dirección es hacia el sur o el oeste, se usa el signo "- ". También existe el sistema de componentes H-D-I, donde *H* indica la intensidad, *I* la inclinación y *D* la declinación (Campbell, 2013).

La Inclinación (*I*), es el ángulo formado entre el plano horizontal y el vector del campo magnético. El valor de la inclinación oscila entre  $+90^{\circ}$  y  $-90^{\circ}$ , su valor es positivo cuando apunta hacia el polo norte y negativo hacia el polo sur. Entre el norte geográfico y el norte magnético hay una desviación; el ángulo formado entre estos dos vectores es la declinación magnética (*D*). La Declinación va en sentido de las manecillas del reloj con valores de 0 a  $360^{\circ}$ . La determinación de ambos vectores (*I* y *D*) permite conocer la dirección del CMT, **Figura 2** (Tauxe *et al.*, 2018).



**Figura 2:** Componentes del campo magnético. Para mayor descripción de la figura, ver el texto descrito anteriormente (modificado de Tauxe et al., 2018).

Para el estudio y entendimiento del CMT se han desarrollado diversos modelos. Uno de ellos es el *Modelo del Dipolo Axial Geocéntrico*. En este modelo, el dipolo del CMT está alineado con el eje de rotación de la Tierra, o sea que  $D = 0$  (Butler, 1992). Como en la realidad  $D \neq 0$ , se desarrolló el *Modelo de Polos Geomagnéticos*. Este modelo propone un dipolo magnético que coincida con el valor de  $D$  medido. Cuando se calculan los Polos Geomagnéticos para un tiempo específico del pasado, se denomina *Polo Geomagnético Virtual* (PGV) (Dawson & Newitt, 1982).

El PGV es de gran relevancia en el análisis de la variación secular. La variación secular es la dispersión angular paulatina medida del CMT, que ocurre en periodos de tiempo que van desde años hasta siglos (Bloxham, 1989; Cox, 1970).

Las fuentes de energía que generan el CMT no tienen una actividad constante, esta heterogeneidad en su comportamiento, genera los cambios paulatinos del CMT, el cual puede cambiar tanto hasta experimentar una transición de polaridad (Bloxham, 1989; Butler, 1992).

Como menciona Gubbins (1994), los estudios sobre los cambios de polaridad del campo magnético iniciaron a principios del siglo XX, con los trabajos de Bruhnes en 1906 y Matuyama en 1929. Estos estudios proporcionaron evidencia de dos inversiones magnéticas que el CMT ha experimentado. Con base en estos trabajos y en investigaciones posteriores, se elaboró una escala temporal de polaridad

geomagnética (“*Geomagnetic Polarity Time Scale*”, o GPTS por sus siglas en inglés), y se definió que la polaridad normal, es cuando el polo norte magnético del CMT apunta hacia el polo norte geográfico, lo que corresponde a la configuración actual; y la polaridad reversa, es en la que el polo norte magnético apunta hacia el polo sur geográfico (Irving, 2008; Laj, 2020).

La variación del CMT tiene una tasa de cambio que va desde un día hasta los  $10^5$  años, sin embargo, este no tiene un límite de tiempo establecido. Por otro lado, la magnitud de la intensidad puede oscilar en  $\pm 50\mu\text{T}$  de su valor principal (Butler, 1992).

El CMT se puede registrar en diferentes tipos de rocas gracias a los minerales ferromagnéticos que encontramos contenidos en las mismas. Los minerales magnéticos son solo aquellos que tienen la capacidad de adquirir y preservar a través del tiempo geológico una magnetización (McElhinny & McFadden, 2000). Los materiales magnéticos en las rocas representan apenas ca. del 1 al 5% de su masa total (Collinson, 1983).

## **2.2. Materiales magnéticos y sus características**

Los electrones de todos los átomos están en continuo movimiento, girando; éste movimiento genera una carga eléctrica que a su vez genera un momento magnético (Vonsovsky, 1975). Al respecto, lo que define que un material sea magnético o no, son los momentos magnéticos de sus electrones y de su orbital 3d. Un material es magnético cuando su orbital 3d se encuentra incompleto; esto permite que los momentos magnéticos de sus electrones interactúen con los momentos magnéticos que se encuentran en el orbital 3d incompleto de otro átomo. La interacción de los momentos magnéticos entre los electrones es lo que permite a los materiales adquirir una magnetización. Estas características las encontramos en los metales de transición, p. ej. en el hierro (Fe) (Butler, 1992; Slater, 1936). El Fe es el metal de transición más abundante en nuestro sistema solar. La presencia del Fe en los minerales de las rocas, es fundamental para la mayoría de los estudios paleomagnéticos (Collinson, 1983; Tauxe *et al.*, 2018).

Dependiendo de cómo interactúen los momentos magnéticos de los átomos entre sí y frente a la influencia de un campo magnético externo, tendremos diferentes tipos de materiales magnéticos (Tang & Pai, 2020).



Si los momentos magnéticos de un material no interactúan entre sí, se le denomina *materiales paramagnéticos* (Butler, 1992). Cuando se aplica un campo magnético en este tipo de material, sus momentos magnéticos se alinearán con este, pero al retirarlo perderán la magnetización y dirección del campo (Tang & Pai, 2020).

Si los momentos magnéticos interactúan y se acoplan entre sí hasta dar paso a una magnetización espontánea, se les conoce como *materiales ferromagnéticos* (O'Reilly, 1984; Tang & Pai, 2020). Los materiales ferromagnéticos, si son expuestos a un campo magnético externo, son capaces de adquirir y preservar la dirección de la magnetización del campo aplicado (Butler, 1992).

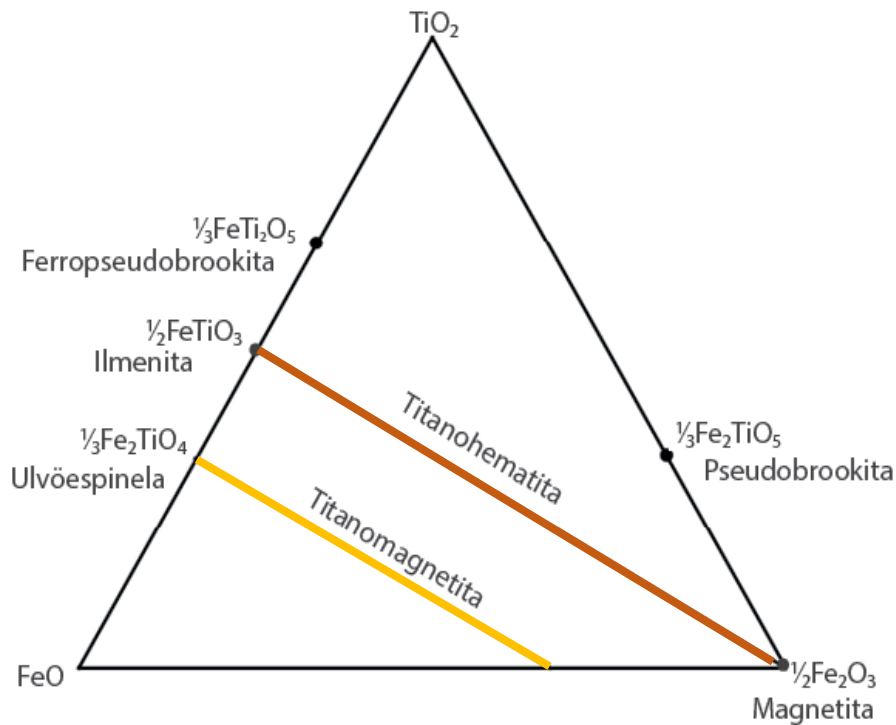
Un material ferromagnético, puede cambiar su comportamiento a uno de tipo paramagnético si se expone a una temperatura más alta que su *Temperatura de Curie* ( $T_c$ ) (Tang & Pai, 2020). La  $T_c$  es la temperatura crítica a la cual los momentos magnéticos del material pierden la dirección de la magnetización adquirida a causa del aumento de la energía térmica. Al ocurrir esto, la magnetización irá descendiendo con el aumento de temperatura hasta llegar a cero y perderla por completo. Cada material ferromagnético tiene una  $T_c$  característica, p. ej.; la magnetita pura tiene una  $T_c = 575-585^\circ\text{C}$  (Pasquale, 2019).

En el caso de que los momentos magnéticos de un material interactúen de forma antiparalela, se les conoce como material *antiferromagnéticos*. Esta configuración genera que la magnetización resultante sea cero. Estos materiales tienen un análogo a la  $T_c$ , en la que cambia a un comportamiento de tipo paramagnético como la que tienen los materiales ferromagnéticos, llamada *Temperatura de Néel* ( $T_N$ ) (Tang & Pai, 2020).

En los materiales antiferromagnéticos, la magnitud de sus momentos magnéticos es la misma. Si, por el contrario, los momentos magnéticos no tienen la misma magnitud, al material se le denomina como *ferrimagnético* (Tang & Pai, 2020).

La composición de los minerales portadores de Fe se suele dividir en dos series: la serie de las titanomagnetitas y la de las titanohematitas, **Figura 3**, ambas series pertenecen al sistema hierro-titanio-oxígeno (Fe-Ti-O), las cuales comienzan a cristalizar a ca.  $1,300^\circ\text{C}$ . Los miembros de estas series contienen los minerales que cristalizan en las fases primarias de las rocas ígneas. Estos minerales suelen ser

opacos y su composición depende de la temperatura a la que se esté formando la roca (Butler, 1992).



**Figura 3:** Diagrama Ternario del sistema Fe-Ti-O. La serie inferior de color amarilla, formada por los miembros finales Ulvöspinela y Magnetita es la serie de las titanomagnetitas. La serie superior de color marrón con los miembros finales Ilmenita y Hematita, es la serie de las titanohematitas. Modificado de Butler (1992).

#### *Serie de las titanomagnetitas*

Las fases minerales de la serie de las titanomagnetitas son los más comunes en las rocas ígneas y son las que les dan sus propiedades magnéticas (Bleil, 1976). Esta serie se describe con la expresión química  $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ , teniendo como miembros finales a la magnetita ( $x = 0$ ) y a la ulvöspinela ( $x = 1$ ) (Bowles *et al.*, 2013).

Durante la síntesis de las fases minerales, la concentración de los cationes irá cambiando, dependiendo del aumento de temperatura y de la disponibilidad de oxígeno (Lattard *et al.*, 2006). Esto toma importancia debido a que las propiedades físicas intrínsecas de las fases dependen del contenido de Ti (Bleil, 1976). La ulvöspinela ( $Fe_2TiO_4$ ) es antiferrimagnética, mientras que la magnetita ( $Fe_2O_4$ ) es ferromagnética. La diferencia en el comportamiento de ambas fases, se debe a que

los átomos de Ti no tienen momentos magnéticos (Butler, 1992). Un ejemplo de cómo cambian las propiedades magnéticas es la  $T_C$ ; el valor de la  $T_C$  va aumentando con la disminución de la concentración de Ti (Lattard *et al.*, 2006).

En la naturaleza, los espacios libres para los cationes dentro de la estructura de las titanomagnetitas pueden ser ocupados por cationes diferentes a los de Fe y Ti, como p. ej.: cationes  $Al^{4+}$ ,  $Mg^{2+}$  y  $Mn^{2+}$ . Estos cambios en la estructura cristalina se reflejarán en las propiedades magnéticas (O'Reilly, 1984).

### *Serie de las titanohematitas*

La serie de las titanohematitas se describe con la expresión química  $Fe_{2-y}Ti_yO_3$ , y tiene como miembros finales a la hematita ( $y = 0$ ) y la ilmenita ( $y = 1$ ) (Sprain *et al.*, 2016).

Al igual que en la serie de las titanomagnetitas, el cambio en la concentración de cationes de Ti, modifica las propiedades magnéticas de las fases minerales. Algo que se observa en la  $T_N$ , ya que ésta disminuye con la disminución de los cationes de Ti (Sprain *et al.*, 2016).

Aunque la concentración de esta serie en rocas ígneas es mucho menor que la concentración de titanomagnetitas; la serie de las titanohematitas tiene gran importancia en las rocas a partir de las cuáles se forma, debido a la exsolución de un mineral previo. Al respecto, cabe mencionar que, las hematitas tienen una alta coercitividad. La coercitividad es la fuerza necesaria para regresar la magnetización de un material magnético a cero. Esta propiedad hace que la hematita pueda conservar la magnetización adquirida hasta por 1 Ga (Butler, 1992; McEnroe *et al.*, 2001; Tauxe *et al.*, 2018).

No obstante, las fases minerales de ambas series son las responsables de que una roca pueda adquirir y preservar una magnetización remanente a lo largo del tiempo geológico (O'Reilly, 1984).

### **2.3. Magnetización Remanente en las rocas**

El término de magnetización remanente describe la magnetización que queda en un material magnético después de aplicar un campo magnético y removerlo (Merrill & McFadden, 2003).

Existen muchos procesos físicos por los cuales una roca adquiere una magnetización, pero todos los mecanismos dependen de las propiedades de las fases magnéticas que lo componen. A su vez, todos los procesos dependen de las propiedades magnéticas de las fases de las series del sistema Fe-Ti-O. La magnetización que poseen las rocas se clasifica con base en el proceso que las generó (Runcorn, 1956).

#### **2.3.1. Tipos de Magnetización Remanente**

La *Magnetización Natural Remanente* (“*Natural Remanent Magnetization*”, NRM, por sus siglas en inglés) es la magnetización adquirida por las rocas previo a cualquier proceso de laboratorio (Butler, 1992). La NRM se compone de una NRM primaria y una NRM secundaria. La NRM primaria se adquiere durante la formación de la roca, mientras que la NRM secundaria se adquiere desde el tiempo posterior al que se formó la roca hasta el presente (Merrill & McFadden, 2003).

Hay diversas formas por las cuales una roca puede adquirir la NRM primaria:

La *Magnetización Termo-Remanente* (“*Thermoremanent Magnetization*”, TRM, por sus siglas en inglés), se produce en rocas ígneas y otros materiales (p. ej. materiales arqueológicos) cuando se magnetizan a altas temperaturas y se enfrían por debajo de su temperatura de bloqueo,  $T_B$ , dentro de un campo magnético; en el caso de la Tierra, dentro del CMT (Butler, 1992). La  $T_B$  es la temperatura en la que la anisotropía de los minerales ferromagnéticos permite que adquieran una magnetización. Esta temperatura se encuentra unos grados por debajo de la  $T_C$ ; por arriba de ambas temperaturas, los materiales no pueden adquirir una magnetización y se les denomina como *superparamagnéticos* (Lowrie, 2021).

La TRM de una roca, se puede dividir en segmentos basados en los minerales ferromagnéticos que la conforman y en las  $T_B$  de cada uno de ellos. Cada uno de los fragmentos de la TRM se denomina *TRM parcial* o *pTRM* (Runcorn, 1956). La *ley de aditividad de la pTRM*, hace referencia a este proceso y establece que la TRM de una

roca es la suma de todas las pTRM. Esta propiedad de la TRM, junto con la idea de que su intensidad es proporcional a la fuerza del campo que la generó, permite obtener valores de paleointensidad (Butler, 1992; Collinson, 1983).

La *Magnetización Depositional Remanente* (“*Depositional Remanent Magnetization*”, DRM, por sus siglas en inglés), se adquiere durante la depositación de sedimentos ya magnetizados dentro de un ambiente acuático; lo que permite que estos sedimentos se alineen con respecto al CMT, a causa del toque magnético que este provoca en ellos (Merril & McFadden, 2003; Tauxe, 2003). La DRM depende de la concentración de las partículas magnetizadas que se encuentren en el sedimento y de su tamaño (Tauxe *et al.*, 2006).

Además de estos procesos, existen otros que generan las componentes secundarias del NRM, ya sea a través de procesos naturales o en experimentos de laboratorio, tales como:

La *Magnetización Química Remanente* (“*Chemical Remanent Magnetization*”, CRM, por sus siglas en inglés), se produce cuando se precipitan nuevas fases magnéticas con base en unas preexistentes. La magnetización registrada por los nuevos minerales, corresponde con las condiciones del campo de ese momento, perdiendo la magnetización previa (Collinson, 1983).

La *Magnetización Isotérmica Remanente* (“*Isothermal Remanent Magnetization*” IRM), es un tipo de magnetización secundaria que puede producirse en la naturaleza o en laboratorio, debido a la exposición a un campo magnético con la intensidad suficiente como para alterar la magnetización del material (O’Reilly, 1984). En la naturaleza, las rocas pueden adquirir una IRM provocada por la caída de un rayo en tierra. El campo magnético provocado por un rayo, puede oscilar entre 10-100 mT, y puede afectar en un radio de hasta 2 m desde donde cayó el rayo (Butler, 1992).

La *Magnetización Anhistérica Remanente* (“*Anhysteretic Remanent Magnetization*”, ARM, por sus siglas en inglés), se adquiere en el laboratorio al exponer un material magnético a campos magnéticos alternos y directos. La magnetización del material se altera en función de la energía anisotrópica y coercitividad de sus partículas (Tauxe, 2003).

La *Magnetización Viscosa Remanente* (“*Viscous Remanent Magnetization*”, VRM, por sus siglas en inglés), es la magnetización que se adquiere por el cambio isotérmico provocado en las partículas ferromagnéticas por la exposición a un campo magnético externo por un tiempo prolongado. La VRM, puede llegar a ser en magnitud, igual o mayor que la NRM primaria (Yu & Tauxe, 2006).

Las propiedades de las fases ferromagnéticas, están ligadas a los procesos de diferenciación magmática y a la tasa de enfriamiento que experimentarán las fases durante su formación. El proceso de diferenciación magmática dictará la cantidad de Fe, Ti y O disponible para formar estas fases minerales; mientras que la tasa de enfriamiento, se relaciona con el tamaño de las partículas ferromagnéticas (Tauxe *et al.*, 2018).

Experimentos realizados por Larson *et al.* (1969), mostraron que la efectividad de las partículas ferromagnéticas para guardar la magnetización adquirida, está relacionada con el tamaño que tienen. Ciertas propiedades magnéticas, como la coercitividad, varían dependiendo del tamaño de las partículas. Las partículas que son más grandes a los 10  $\mu\text{m}$ , son más inestables que las que miden menos que 10  $\mu\text{m}$ . El tamaño de las partículas ferromagnéticas definirá de cuántos dominios se compone la partícula (Néel, 1955).

### **2.3.2. Dominios magnéticos**

Los dominios magnéticos son regiones donde existe una magnetización uniforme. Aunque la dirección de las magnetizaciones puede variar de un dominio a otro, la magnetización de la partícula es constante (Néel, 1955). Los dominios magnéticos, son el resultado de las diferencias en las energías magnéticas que posee un material magnético (Tang & Pai, 2020).

Los dominios magnéticos dentro de las partículas magnéticas, son una consecuencia de las fuerzas que existen dentro de estas. La *energía de intercambio*, describe la energía proveniente de la interacción de los momentos magnéticos; esta energía favorece la alineación de los momentos magnéticos, lo que a su vez genera diferentes dominios magnéticos (Jiles, 1991).

También se debe considerar que las energías magnéticas están asociadas con la *anisotropía magnética*, ya que las propiedades magnéticas de las partículas están influenciadas por sus características físicas. La *anisotropía de forma*, describe cómo

la respuesta magnética de un material varía según su forma, lo que afecta la distribución de la magnetización dentro de la partícula. Por otro lado, la *anisotropía magnetocristalina*, expresa cómo las propiedades magnéticas de las partículas dependen de su estructura cristalina (Tang & Pai, 2020).

La transición entre los dominios magnéticos de las partículas, está en función de la energía que posee la partícula. La energía relacionada con la anisotropía que hay en ellas, y la energía necesaria para formar las paredes de dominios, determinará cuántos dominios tendrá la partícula ferromagnética (Jiles, 1991).

Cada dominio se divide por una *pared de dominio*. El ancho de estas paredes depende del equilibrio entre la energía de intercambio y la energía anisotrópica. Su ancho puede variar entre ca. 10 a 1,000 nm, dependiendo de la energía que posea cada material (Tang & Pai, 2020).

En este sentido, las partículas se pueden clasificar según la cantidad de dominios que poseen, existen partículas de *simple dominio*, de *multi-dominio* y de *pseudo-simple dominio*.

#### *Partículas de Simple Dominio (SD)*

Este tipo de partículas poseen un único dominio magnético, ya que son tan pequeñas que no hay espacio para tener una pared de dominio. Están magnetizadas de manera uniforme y muestran una magnetización espontánea constante (Néel, 1955; Roberts *et al.*, 2017). Su magnetización remanente y coercitividad es muy alta debido a que, para que exista un cambio en la magnetización adquirida, es necesario rotar todos los momentos magnéticos, algo que requiere mucha energía (Day *et al.*, 1976).

Las partículas SD son térmicamente estables y son capaces de guardar la magnetización adquirida a lo largo del tiempo geológico (Roberts *et al.*, 2017).

#### *Partículas de Multi-Dominio (MD)*

Las partículas Multi-Dominio son partículas lo suficientemente grandes como para separarse en regiones según su dirección de magnetización (Tauxe *et al.*, 2018). A diferencia de las partículas SD, estas partículas no son tan estables. La magnetización adquirida puede cambiar a causa del movimiento de las paredes de dominio; esto hace que no sean estables a lo largo del tiempo geológico, lo que las convierte en una

fuentes de información paleomagnética no confiable en la mayoría de los casos (Day *et al.*, 1976; Roberts *et al.*, 2017).

### *Partículas de Pseudo Simple Dominio (PSD)*

Las partículas de Pseudo Simple Dominio son el intermedio entre las partículas SD y MD. La transición de las partículas SD a MD no se caracteriza por diferencias abruptas en sus propiedades, sino que depende del tamaño en el que una partícula SD deja de ser estable. El inicio de este cambio de comportamiento no está bien definido y puede variar. Algunas partículas empiezan a cambiar a partir de los 20-25  $\mu\text{m}$ , mientras que otras pueden hacerlo a partir de los 100  $\mu\text{m}$  (Roberts *et al.*, 2017).

En cuanto a las propiedades magnéticas, también se observa una transición entre las partículas SD y MD, que coincide con el comportamiento esperado de una partícula PSD. Los valores de saturación magnética ( $M_S$ ), magnetización remanente ( $M_R$ ) y coercitividad ( $H_C$ ) en las partículas PSD, son intermedios a los que se observan para los de las partículas SD y MD (Roberts *et al.*, 2017). Este tipo de partículas no poseen más de 10 dominios magnéticos (Soffel & Appel, 1982).

Por otro lado, las propiedades magnéticas de las partículas, dependen de la distribución y orden de los dominios magnéticos que posee. Esta distribución afecta su capacidad de guardar una magnetización (Roberts *et al.*, 2019). Las partículas de SD y PSD son más estables que las MD, lo que las hace las mejores para guardar el registro paleomagnético (Soffel & Appel, 1982).

Independientemente del tipo de partícula que se trate, todas van perdiendo la magnetización que poseen poco a poco, a causa de un efecto de activación térmica. La *relajación magnética* ( $\tau$ ), indica el tiempo en que la magnetización remanente de una partícula SD decae. El valor de  $\tau$  depende de las características de la partícula, su volumen ( $v$ ), la fuerza coercitiva ( $h_c$ ) y su saturación magnética. Por lo tanto, para que una partícula sirva para registrar datos paleomagnéticos, debe sobrepasar la *temperatura crítica de relajación* ( $\tau_s$ ) de  $4.5 \times 10^9$  años (Butler, 1992).



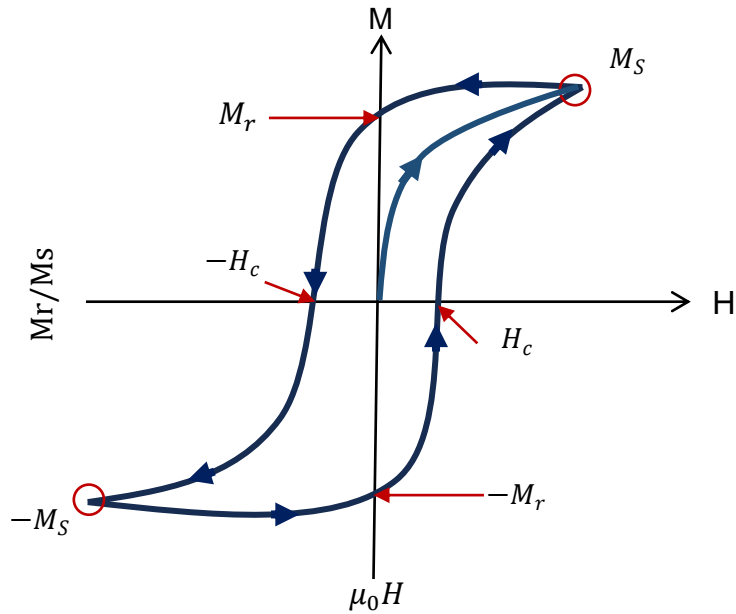
## **2.4. Técnicas de medición de datos paleomagnéticos**

### **2.4.1. Experimentos de histéresis**

Una forma de conocer el dominio magnético de las partículas, es a partir de los experimentos de histéresis. Los experimentos de histéresis o curvas de histéresis, son un indicador de las propiedades magnéticas de las partículas; con ellas podemos conocer su mineralogía, dominio magnético, tamaño y forma, y  $T_C$  (Day et al., 1976, 1977; Tauxe *et al.*, 2002; Williams & Dunlop, 1995).

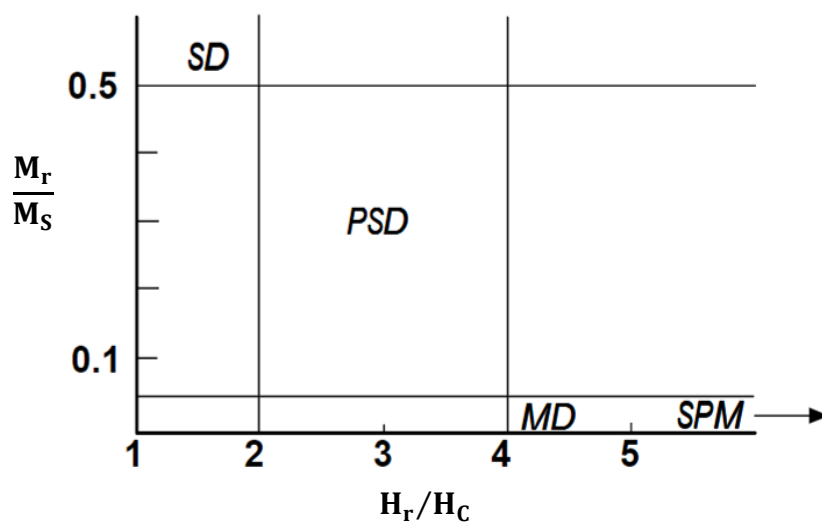
La **Figura 4** ilustra el proceso de obtención de una curva de histéresis. Inicialmente, la muestra se expone a un campo magnético ( $H_{max}$ ), lo que provoca que los momentos magnéticos de la muestra se alineen hasta alcanzar la saturación magnética ( $M_s$ ). A medida que el campo comienza a reducirse, la magnetización de la muestra también disminuye. Durante este proceso, se forman nuevos dominios y los momentos magnéticos cambian su orientación inicial. Esto resulta en un cambio en la magnetización neta de la muestra, indicando la saturación remanente de la muestra ( $M_r$ ), al interceptar el eje y.

Si continuamos reduciendo el campo hasta que alcance cero, lo que se representa en la curva como la intersección en el eje x, obtenemos la coercitividad de la muestra ( $H_C$ ). A continuación, se invierte la polaridad del campo aplicado ( $-H_{max}$ ), lo que nos lleva nuevamente a la saturación magnética, ahora con polaridad opuesta ( $-M_s$ ). Si reducimos nuevamente el campo hasta alcanzar cero, y finalmente aplicamos nuevamente  $H_{max}$ , volvemos a alcanzar la saturación magnética ( $M_s$ ). A lo largo de todo el proceso, un magnetómetro de vibración registra y mide el comportamiento magnético de la muestra (Day et al., 1977; Tauxe, 2003).



**Figura 4:** Descripción de una curva de histéresis y sus componentes. Modificado de Tauxe, 2003.

Los resultados obtenidos por medio de este experimento, suelen interpretarse utilizando el diagrama de Day, **Figura 5**, desarrollado por Day *et al.* (1977). Este diagrama permite comparar las muestras magnéticas en función de sus propiedades magnéticas, al relacionar la magnetización remanente ( $M_r$ ) con la saturación magnética ( $M_s$ ), y la coercitividad remanente ( $H_r$ ) con la coercitividad ( $H_c$ ). Las relaciones de estos parámetros permiten clasificar el dominio de las partículas en las muestras de roca.



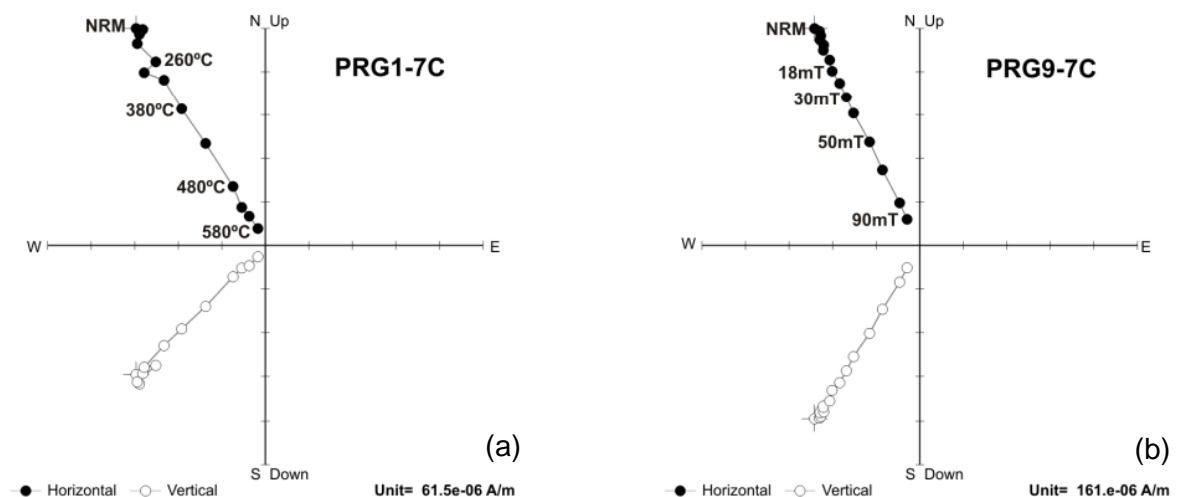
**Figura 5.** Diagrama de Day *et al.* (1977). SD: Simple Dominio, PSD: Pseudo-Simple Dominio, MD: Multi-Dominio, SPM: Super Paramagnéticas.

### 2.4.2. Técnicas de desmagnetización

Los experimentos de desmagnetización por su parte, tienen como objetivo el estudio de los componentes de la NRM en una muestra de roca. Estos experimentos involucran técnicas de “limpieza” magnética o desmagnetización, que permite la separación de los componentes primarios y secundarios de la NRM. A través de estas técnicas de desmagnetización magnética, se pueden distinguir y aislar los componentes magnéticos de las rocas. Estos procedimientos permiten la identificación de los componentes más estables, los que corresponden con la magnetización primaria adquirida durante la formación de la roca (Banerjee, 1981; Radhakrishna *et al.*, 2021).

Sin embargo, las partículas de las rocas no son homogéneas, por lo tanto, las propiedades de cada una pueden variar, cada una puede tener una  $T_B$  o  $h_c$  diferentes, algo que se refleja en la  $\tau$ . Se asume entonces que, los componentes más estables son los que tienen la  $\tau$  más alta (Banerjee, 1981).

Dentro de las técnicas de desmagnetización, en cada etapa se mide la magnetización restante de la muestra utilizando un magnetómetro. Los vectores de magnetización obtenidos en cada paso se van graficando en un diagrama Zijderfeld, **Figura 6** (Tauxe *et al.*, 2018).



**Figura 6:** Ejemplos del diagrama de Zijderfeld utilizando dos métodos de desmagnetización: (a) desmagnetización térmica y (b) desmagnetización por campos alternos. En las gráficas se muestran los procesos de desmagnetización realizados por Calvo-Rathert *et al.* (2017), en muestras de rocas de una secuencia de coladas de São Vicente.

Existen dos tipos de técnicas de desmagnetización principales: la desmagnetización por campos alternos y la desmagnetización térmica, cada una se basa en una propiedad magnética diferente.

#### **2.4.2.1. Desmagnetización por campos alternos**

La Desmagnetización por Campos Alternos (*Alternating Field Demagnetization*, AFD por sus siglas en inglés), depende de las diferencias en las  $h_c$  de las partículas. En general, las partículas con valores bajos de  $h_c$ , suelen tener  $\tau$  más cortas (Radhakrishna *et al.*, 2021).

En esta técnica, la roca se expone a diferentes campos alternos que van aumentando en intensidad. En cada paso, las partículas con una  $h_c$  igual o menor al campo alterno aplicado se desmagnetizan, haciendo que sus momentos magnéticos queden orientados en direcciones aleatorias. Con cada ciclo de desmagnetización, la magnetización de la roca va disminuyendo progresivamente. Los ciclos continuarán hasta que la magnetización sea cercana a cero o alcance cero (Lowrie, 2021).

#### **2.4.2.2. Desmagnetización térmica**

La Desmagnetización Térmica se basa en la  $T_B$  de cada partícula. Al igual que en la desmagnetización por campos alternos, las partículas con valores bajos de  $\tau$  son también las que tienen  $T_B$  más bajas. Las partículas con  $T_B$  menores, tienden a adquirir una NRM secundaria (Radhakrishna *et al.*, 2021).

La desmagnetización térmica, se considera por algunos autores, como un análogo de la desmagnetización por campos alternos. En esta técnica, la muestra se expone a diferentes temperaturas que aumentan progresivamente. Después de cada ciclo de calentamiento, la muestra se enfría en un ambiente sin campo (Lowrie, 2021).

Cuando la muestra se calienta a una temperatura específica, todos los momentos magnéticos de las partículas cuya  $T_B$  sean igual o menor a la temperatura aplicada, perderán su orientación, tomando una posición aleatoria y disminuyendo la magnetización total de la muestra (Lowrie, 2021).

Es importante señalar que alrededor de los 250°C, algunas muestras comienzan a experimentar una alteración química. Esta alteración química provoca la formación de nuevas fases magnéticas, lo que puede hacer que la magnetización aumente en vez de disminuir (Banerjee, 1981).

### *Análisis de vectores*

Para saber si los vectores obtenidos a través de los métodos de desmagnetización representan una misma dirección, y no son datos aleatorios; se hacen análisis estadísticos que permiten evaluar la homogeneidad de las muestras. Estos análisis fueron propuestos por Fisher en 1953.

La estadística de Fisher (1953), nos permite determinar si la distribución en una esfera es isotrópica o anisotrópica. Para ello, Fisher (1953) propuso los parámetros de  $k$  y  $\alpha_{95}$ . El parámetro  $k$  mide la precisión de la muestra. Este depende del desplazamiento angular de cada vector con respecto a su posición original; a valores más altos de  $k$ , la distribución de los errores está confinada a una menor porción de la esfera,  $k \rightarrow \infty$ .

El parámetro  $\alpha_{95}$  indica la dispersión angular y describe la variabilidad en la orientación de las muestras con una coincidencia del 95%. En otras palabras;  $\alpha_{95}$  es el ángulo entre el vector obtenido y la verdadera paleodirección. Un valor bajo de  $\alpha_{95}$  sugiere que los datos son coincidentes y muestran poca variabilidad.

En el caso del paleomagnetismo, los datos vectoriales obtenidos por los métodos de desmagnetización se grafican en un estereograma.

#### **2.4.3. Paleointensidad**

Existen diversos protocolos desarrollados para determinar la paleointensidad (PI) del CMT registrada en materiales geológicos y arqueológicos. La mayoría de estos protocolos se basan en el protocolo Thellier & Thellier (1959). En cada uno de ellos, la NRM de las muestras se va reemplazando paso a paso por una TRM generada en el laboratorio por la inducción de un campo magnético controlado (Böhnel *et al.*, 2009).

Para la realización de estos protocolos, las muestras seleccionadas deben cumplir una serie de criterios magnéticos estrictos (Böhnel *et al.*, 2009):

- Las partículas magnéticas deben ser SD.
- Los componentes magnéticos de las partículas no se deben alterar durante los experimentos.
- Su NRM debe ser una TRM pura, no contaminada.

No obstante, la mayoría de las rocas no cumplen con éstas características. Esto se refleja en el bajo porcentaje de éxito de los experimentos térmicos que se realizan para obtener una PI (Böhnel *et al.*, 2009).

#### **2.4.3.1. Protocolo Thellier-Thellier**

El protocolo Thellier-Thellier (1959), se basa en la comparación entre la intensidad de la NRM de una muestra de roca y los valores de pTRM obtenidos a través de experimentos de desmagnetización térmica. En estos experimentos, la roca se somete a un calentamiento gradual hasta alcanzar su  $T_c$ . A su vez, la roca se enfría dentro de un campo conocido.

Para aplicar este método, debemos asumir que los intervalos utilizados en el laboratorio son análogos a los intervalos cubiertos por el CMT. Además, se asume que la intensidad de la pTRM, es directamente proporcional al campo aplicado; y que la pTRM adquirida en un intervalo de temperatura, se elimina cuando la roca se calienta dentro de ese mismo intervalo. Este protocolo se basa en la ley de aditividad de la pTRM, y en la premisa de que la intensidad de la TRM, es independiente al tiempo de enfriamiento (Thellier & Thellier, 1959).

#### **2.4.3.2. Protocolo Thellier - Coe**

Este protocolo es una modificación básica del protocolo clásico Thellier – Thellier. En éste, las muestras se calientan dos veces hasta la temperatura requerida, la primera vez en un campo magnético cero, y la segunda en un campo magnético de laboratorio con valor conocido (Coe, 1967).

La ley de aditividad de la pTRM, permite calcular el NRM perdido y la pTRM ganada en los intervalos de temperatura elegidos.

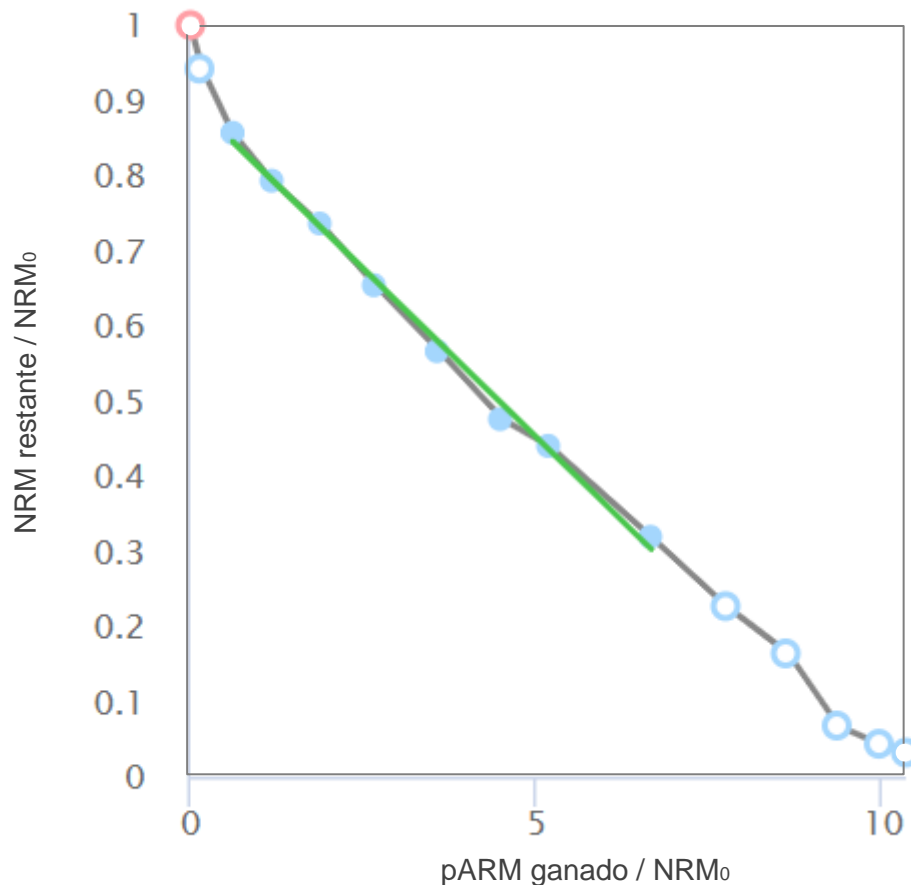
#### **2.4.3.3. Protocolo Pseudo -Thellier**

Este método se desarrolló para evitar la alteración termal que experimentan las muestras de rocas después de una cierta temperatura, y así mejorar la calidad y cantidad de los datos de paleointensidad. Este método, a diferencia de los otros protocolos para obtener la paleointensidad, no recurre a un calentamiento de la muestra, si no a la inducción de una ARM (Paterson *et al.*, 2016).

Los experimentos de Pseudo-Thellier se dividen en 3 fases: la primera es la desmagnetización del NRM de las muestras, llevada a cabo aplicando un campo en 18 pasos, esta desmagnetización se realiza en 3 ejes perpendiculares entre sí, sin que ninguno de ellos esté alineado con la NRM. Después de este procedimiento, la NRM de las muestras se reduce a un porcentaje muy bajo. En la segunda fase, se aplica el ARM siguiendo los mismos 18 valores aplicados en la desmagnetización de

las muestras. El ARM, es aplicado en la dirección axial del magnetómetro. La última fase del protocolo, consiste en volver a desmagnetizar el ARM aplicado siguiendo los mismos valores de campo aplicados previamente (*de Groot et al., 2013*).

En este protocolo, todas las muestras deben experimentar el mismo proceso para asegurar que los resultados sean confiables. Los datos de la NRM desmagnetizada son comparados con los valores de ARM obtenidos; esta comparación se representa en una gráfica conocida como Arai plot (**Figura 7**). La relación de la NRM y la ARM, se representa mediante una curva, y la pendiente de la tendencia lineal en esta curva, nos permite calcular el valor de paleointensidad de las muestras (*de Groot et al., 2013*).



**Figura 7:** Ejemplo de Arai plot para un experimento de Pseudo-Thellier. En la gráfica podemos observar cómo cae la NRM con respecto al aumento de la ARM, así como la tendencia lineal considerada para obtener el valor de PI de la muestra. Gráfica obtenida de *Paleointensity.org* de los datos muestra, correspondientes con sedimentos del Golfo de Taranto en el mediterráneo de *Béguin et al. (2019)*.

En algunos casos, para los campos magnéticos menores a 10mT, los puntos de datos se desvían del ajuste lineal. Sin embargo, el segmento lineal que se toma en cuenta, suele estar entre los 15 y 100 mT (*de Groot et al.*, 2013).

#### **2.4.3.4. Protocolo Multi-espécimen**

El Protocolo Multi-espécimen (MSP), se desarrolla teniendo en cuenta la alteración química que experimentan las rocas al someterse a elevadas temperaturas. En este protocolo, las muestras sólo se calientan a una misma temperatura antes de que inicie la alteración térmica, para evitar alteración de la TRM. En este protocolo, lo que varía es el campo magnético aplicado, el cual va aumentando secuencialmente (*Böhnel et al.*, 2009).

Como en el MSP se evita pasar por la temperatura en la que inicia la alteración química, es posible aplicarlo en todo tipo de partículas. Esto representa una ventaja por sobre los otros protocolos que requieren procesos térmicos, en los cuales solo se pueden utilizar partículas SD por su estabilidad. La única restricción en este método, es que todas las muestras deben tener la misma historia térmica para poder realizar las comparaciones necesarias (*Dekkers & Böhnel*, 2006).

El campo aplicado a las muestras se hace en dos direcciones: de forma campo paralela y antiparalela a la dirección original del TRM. Inducir un campo paralelo para obtener una pTRM paralela al TRM original, ayuda a evitar un sesgo por desviación vectorial (*Dekkers & Böhnel*, 2006).

Con respecto al procedimiento que se debe de realizar, el primer paso ( $m_0$ ), consiste en medir la NRM de la muestra a una temperatura ambiente ( $T_0$ ). Para  $m_1$ , la muestra se calienta y enfría en un campo magnético,  $B_1$ , paralelo a la temperatura asignada ( $T_1$ ). En  $m_2$ , la muestra se calienta y enfría en el campo  $B_1$  antiparalelo a  $T_1$ . En  $m_3$ , la muestra se calienta en un campo cero y se enfría en un campo  $B_1$  paralelo. Por último, para  $m_4$ , la muestra se calienta en un campo cero y se enfría en un campo  $B_1$  antiparalelo. Estos pasos se repiten siempre a la misma  $T_1$ , variando solo el campo aplicado,  $B_n$  (*Dekkers & Böhnel*, 2006).

Entre cada paso, la magnetización de la muestra se mide con un magnetómetro y se va graficando. En la gráfica, se identifica la paleointensidad en donde la diferencia entre pTRM y TRM (NRM medido en  $m_0$ ) sea cero (*Dekkers & Böhnel*, 2006).



La paleointensidad entonces, se obtiene aplicando la fórmula propuesta por Dekkers & Böhnelt (2006):

$$Q_{DB} = \frac{m_1 - m_0}{m_0}$$

Con base en el comportamiento de la pTRM obtenida, podemos saber cómo era la TRM original. En este sentido, si el campo de laboratorio es menor que el paleo-campo, la magnetización de la pTRM será menor. Por el contrario, si el campo aplicado es el mismo que el paleo-campo, no habrá un cambio en la magnetización remanente. Por último, si el campo aplicado es más fuerte que el paleo-campo, la magnetización de la muestra aumentará (Dekkers & Böhnelt, 2006).

### 3. Antecedentes

El volcán El Pelado ha sido estudiado a través de los años de forma indirecta como parte de los estudios del CVSC. Uno de los primeros estudios paleomagnéticos en el CVSC, fue hecho por Herrero-Bervera & Pal (1978), el cual situó la actividad del CVSC dentro del cron Bruhnes. En 1993, Urrutia-Fucugauchi & del Pozzo tomaron muestras de El Pelado, confirmando su polaridad normal correspondiente con el cron Bruhnes.

Estudios más recientes realizados por Rodríguez-Trejo et al., (2019), señalan que existen diferencias en las paleodirecciones reportadas con los resultados de su muestreo y comparándolos con los datos previamente publicados. Como se puede observar en los valores de la **Tabla 1**, los datos indican dos paleodirecciones diferentes. Esto nos hace cuestionar la hipótesis sobre el origen monogenético del volcán El Pelado, tal y como lo han reportado en estudios geológicos previos (e. g., Lorenzo-Merino et al., 2018; Siebe et al., 2003). El único dato que se tiene hasta el momento de paleointensidad del volcán El Pelado es el valor reportado por Mahgoub et al., (2019), de  $70.3 \pm 2.0 \mu T$ .

**Tabla 1. Datos de paleodirecciones reportadas en estudios previos para el volcán El Pelado**

Id	Longitud (O)	Latitud (N)	Sitio	D	I	$\alpha_{95}$	k	Ref.
1	478975.3	2122969.3	8	7	33	7.3	51	1
2	478975.3	2122969.3	9	5	27	5.2	115	1
3	478975.3	2122969.3	10	6	35	4.8	118	1
4	477917.4	2117438	P-2	354.6	15.1	5.9	130	2
5	482122.5	2116327	S-10	351.8	12.4	7.9	60	3
6	482040	2121552.2	JB	10.4	17	3.9	198	4
7	471812.6	2113684.3	SITIO A	358	38	8.7	79	5
8	471182.2	2114127.8	SITIO B	347	29	6.0	124	5
9	470867.2	2114460.3	SITIO C	359	38	10.5	68	5
10	482227.9	2116548.2	SITIO D	14	22	6.4	112	5
11	472659.6	2117445.1	PL-02	354	34	3.0	954	5
12	473183.2	2116005.9	PL-01	12	22	5.4	121	5
13	480016.9	2114116.1	PEL I-II	18	18	4.1	115	6

Id: número de identificación de dato, Longitud y Latitud se dan en coordenadas Estándar UTM, Zona 14, datum: WGS 1984. D: Declinación, I: Inclinación,  $\alpha_{95}$ : intervalo de confianza de la media, k: grado de concordancia. Referencias: (1) Herrero-Bervera & Pal, 1977, (2) Urrutia-Fucugauchi & Martín del Pozzo, 1993, (3) González et al., 1997, (4) Morales et al., 2001, (5) Rodríguez-Trejo et al., 2019, (6) Mahgoub et al., 2019.

#### **4. Objetivo general**

Definir el tipo de actividad eruptiva de El Pelado, de acuerdo con la recurrencia de su actividad (monogenético o poligenético), comparando los datos obtenidos en este trabajo con respecto a los datos previamente publicados.

##### **4.1. Objetivos particulares**

Determinar las direcciones paleomagnéticas de los flujos de lava del volcán El Pelado, para obtener una dirección media única de todos los sitios muestreados. También se busca obtener la dirección paleomagnética para cada sitio muestreado, y hacer una caracterización de las propiedades magnéticas de las muestras de rocas muestreadas.

## **5. Hipótesis**

Se hipotetiza que las muestras tomadas de los flujos de lava del volcán El Pelado presentarán una dirección paleomagnética consistente entre ellas, sugiriendo que el tipo de actividad vulcanológica que experimentó el volcán El Pelado es de tipo monogenético. Las diferentes paleodirecciones publicadas para este volcán, pueden estar relacionadas con problemas durante el muestreo; que se hayan muestreado rocas que hayan experimentado movimiento mecánico posterior a su enfriamiento, o que los sitios muestreados no pertenezcan a los flujos de lava del volcán El Pelado.

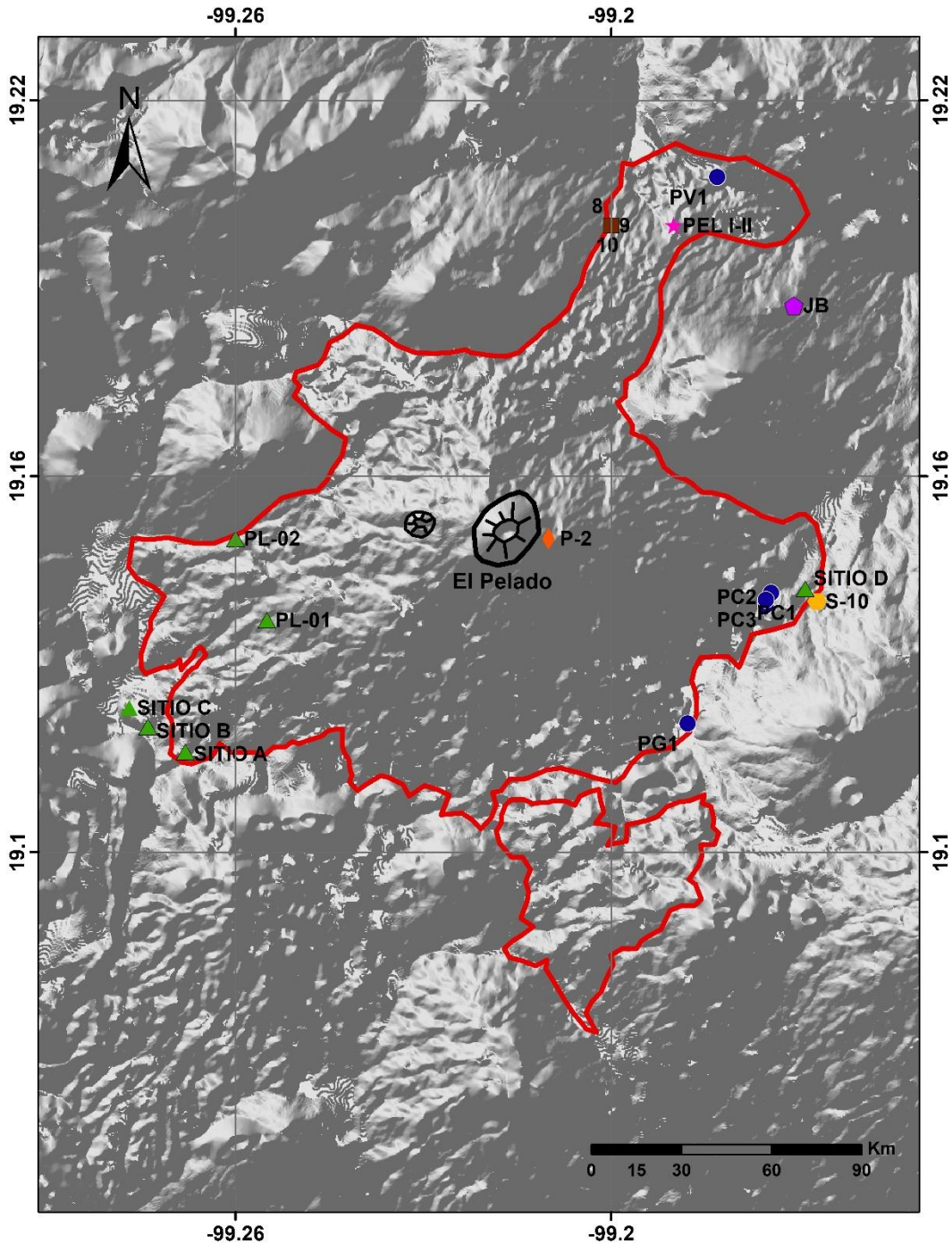
## **6. Metodología**

Este trabajo de investigación se dividió en tres etapas: (1) el trabajo de campo, (2) el trabajo de laboratorio, y (3) el análisis y discusión de resultados. En la primera, se definió el objetivo de estudio, con el fin de delimitar las unidades a estudiar (flujos de lava), con base en el contexto geológico de la zona. La segunda abarca todos los procedimientos que se realizaron en el laboratorio para la identificación y determinación de los datos paleomagnéticos y propiedades magnéticas de las muestras. En la última, se hizo un análisis y discusión de los resultados recabados.

### **6.1. Etapa 1: Trabajo de campo**

El muestreo paleomagnético, se realiza en una misma unidad de roca (ígneas, metamórficas o sedimentarias) u horizonte sedimentario llamado sitio paleomagnético (Collinson, 1983; Tauxe, 2003). De cada sitio muestreado, se obtiene un número N de muestras, las cuales se cortan y dividen en lo que se denomina especímenes. Para cada sitio, se deben obtener al menos de nueve a diez muestras para que se pueda realizar una estimación estadística de los datos paleomagnéticos del sitio (McFadden & McElhinny, 2001; Tauxe, 2003).

Para este estudio se seleccionaron 5 sitios de muestreo (**Figura 8**). De cada sitio, se extrajeron de 11 a 15 muestras, obteniendo un total de 65 núcleos: 15 núcleos de PC1, 14 núcleos de PC2, 12 núcleos de PC3, 13 núcleos de PG1 y 11 núcleos de PV1. Entre cada muestra tomada de un mismo sitio, se procuró dejar una distancia mínima de 2 m entre perforaciones.



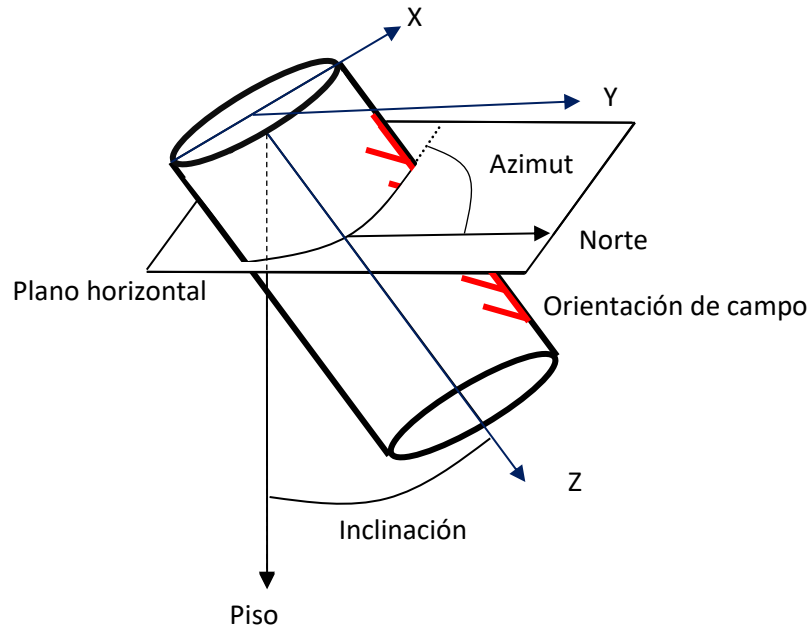
**Figura 8:** Mapa de los sitios de muestreo. Los puntos azules indican los sitios muestreados en este trabajo de investigación. Los triángulos verdes marcan los sitios de muestreo de Rodríguez-Trejo et al., (2019), el rombo naranja de Urrutia-Fucugauchi & del Pozzo (1993), el hexágono amarillo de González et al., (1997), el pentágono morado el de Morales et al., (2001); los cuadros cafés los de Herrero-Bervera & Pal (1978) y la estrella rosa de Mahgoub et al., (2019). La zona delimitada con rojo marca el área que cubren las lavas de El Pelado. El área de los flujos de lava se delimitó con base en el estudio vulcanológico de Siebe et al., (2003) y a un análisis topográfico.

Los sitios de PC1, PC2 y PC3, **Figura 9**, se ubican dentro de un antiguo banco de material. La actividad previa del banco de material realizada en esta zona permitió, la toma de muestras en las partes centrales de los flujos de lava, así como la secuencia de depositación. Las muestras de los sitios PG1 y PV1, se tomaron en la parte superficial del flujo de lava. El sitio PV1, se encuentra junto a la antigua vía de tren que comunicaba Cuernavaca con la Ciudad de México. El sitio PG1, se encuentra detrás de las instalaciones de la estación Tlalpan de la Guardia Nacional.



**Figura 9:** Foto panorámica de los sitios de muestreo PC1, PC2 y PC3. Banco de material localizado en la delegación Tlalpan, en la Ciudad de México. La zona actualmente es una zona de reforestación, (Fotografía tomada por González-García, 2022).

Las muestras se extrajeron utilizando una perforadora de gasolina compuesta por un taladro tubular con punta de diamante de 2.5 cm de diámetro. De cada muestra se obtuvieron datos de inclinación y azimuth *in-situ* utilizando una brújula solar y una magnética, **Figura 10**, antes de desprenderla del sitio. Cada muestra se marcó con un alambre de latón para conocer la orientación de cada una de ellas aún después de separarlas del sitio.



**Figura 10:** Explicación gráfica de los datos de orientación que se deben de tomar en las muestras paleomagnéticas. El eje Z apunta hacia el afloramiento, el eje X es perpendicular a Z, y se encuentra en el plano vertical. El eje Y se encuentra en el plano horizontal y tiene valor positivo si se encuentra a la derecha de X. El ángulo formado entre el norte y el eje Y, es el azimut de la muestra y el ángulo entre la vertical (la flecha que apunta hacia el piso), y el eje Z es la inclinación. El azimut geográfico de la proyección del plano horizontal del eje +X, se mide en dirección de las manecillas del reloj desde el norte geográfico. La orientación está marcada con rojo, las flechas indican el eje Z. Modificado de Tauxe et al., (2018).

Cada muestra se marcó para su identificación. Al finalizar la toma de muestras de un sitio, se realizó un mapa esquemático del afloramiento, marcando la ubicación de cada muestra y la distancia aproximada entre cada una.

Como parte de la campaña de campo, también se ubicaron espacialmente los sitios reportados con datos paleomagnéticos de otros autores, como los de Mahgoub *et al.* (2019) y de Rodríguez-Trejo *et al.* (2019). Esto con la finalidad de evaluar la calidad de los datos reportados por estos autores, así como para comprobar que los sitios en donde recabaron sus respectivas muestras, corresponden con los flujos de lava del volcán El Pelado.

## **6.2. Etapa 2: Trabajo de laboratorio**

Los experimentos paleomagnéticos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Magnetismo y Paleomagnetismo de Rocas del Centro de Geociencias de la UNAM,

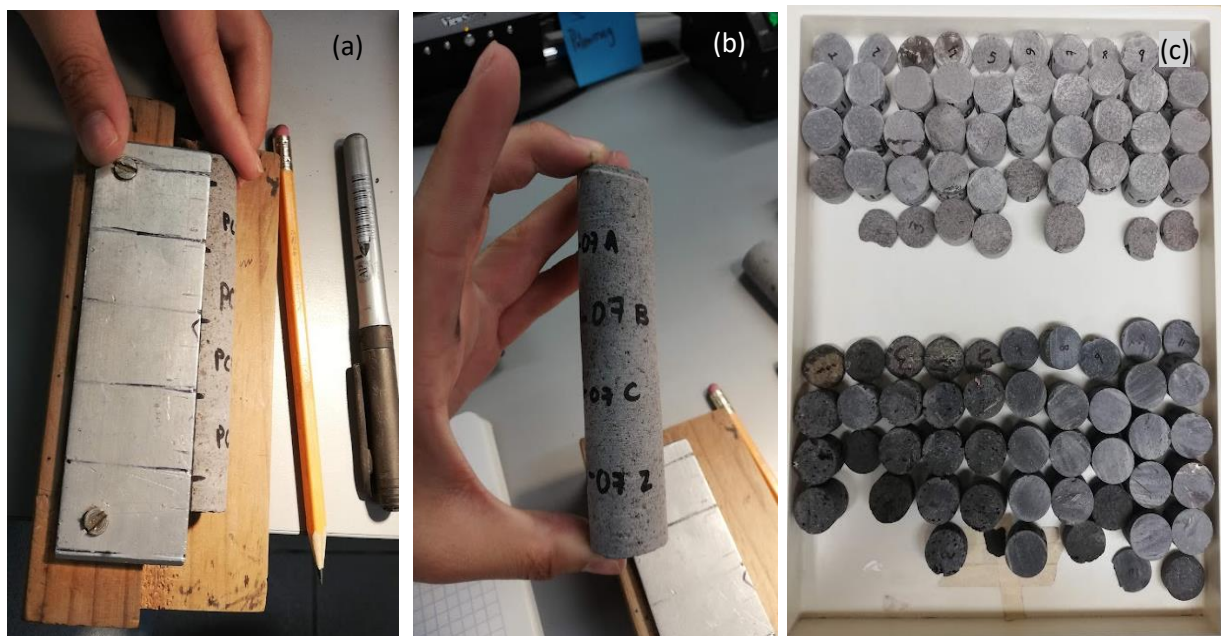


ubicado en Juriquilla, Querétaro. Aquí se obtuvieron las direcciones paleomagnéticas, así como las curvas termomagnéticas de un ciclo y las curvas de histéresis.

Por otro lado, en el Laboratorio de Paleomagnetismo 'Fort Hoofddijk' de la Universidad de Utrecht en los Países Bajos, se realizaron las curvas termomagnéticas de multi-ciclo y se emplearon los protocolos de Multi-especímen y Pseudo-Thellier para determinar la paleointensidad.

En el laboratorio, el primer paso consiste en preparar las muestras para ser cortadas; por lo que se les volvió a marcar los datos de orientación con ayuda de una lámpara de halógeno. Los núcleos fueron cortados con ayuda de una sierra de mesa de doble disco de diamante, cada núcleo se cortó en especímenes de ca. 2.5 cm, **Figura 11 (a)**.

Cada muestra de un mismo núcleo fue señalizada de la "A" a la "Z", usando la Z para diferenciar el último espécimen, **Figura 11 (b)**. En total se obtuvieron 208 especímenes, 3 especímenes en promedio por núcleo, **Figura 11 (c)**. Los sobrantes de cada núcleo se marcaron para su identificación y se conservaron para realizar los experimentos de histéresis y las curvas termomagnéticas de un ciclo.



**Figura 11:** Fotografías a detalle del procesamiento de muestras en el laboratorio. (a) Marcando los núcleos de roca cada 2.5 cm para obtener los especímenes correspondientes. (b) Especímenes marcados para un núcleo. (c) Muestras cortadas y marcadas, (Fotografías tomadas por González-García, 2022).

## **6.2.1. Primera fase: Medición de propiedades magnéticas**

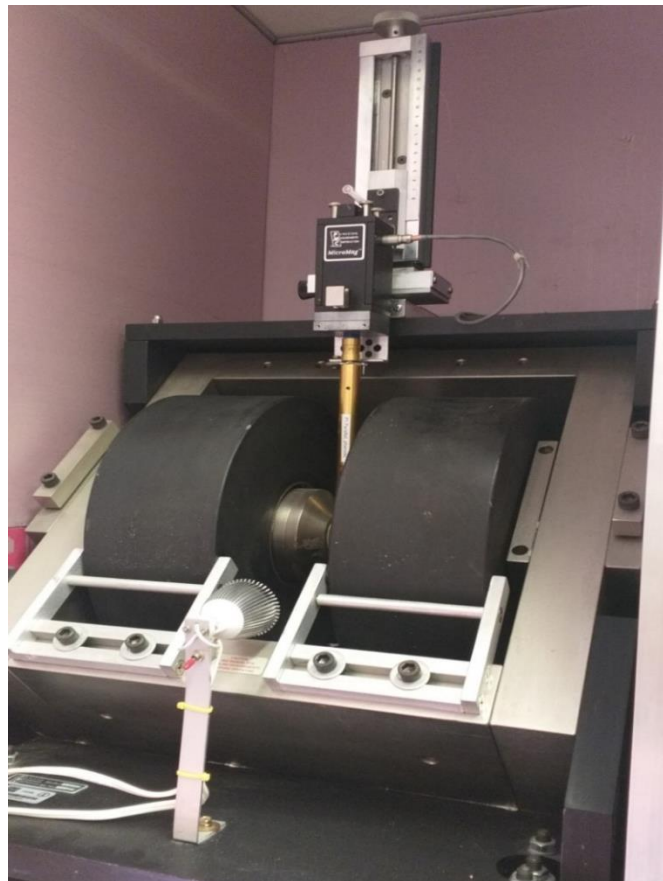
### **6.2.1.1. Susceptibilidad**

La susceptibilidad ( $\chi$ ), se define como la relación de la magnetización inducida a un campo magnético aplicado. Para medir  $\chi$ , la muestra se introduce dentro de una bobina, en ella se genera una corriente alterna que genera un campo magnético alterno en el espécimen.

La susceptibilidad de todas las muestras fue medida utilizando un equipo Bartington MFK2.

### **6.2.1.2. Curvas de Histéresis e IRM**

Las curvas de histéresis e IRM fueron adquiridas utilizando un micro magnetómetro de vibración “Magnetómetro de Gradiente Alterno Princeton AGM 2900 Micromag”, **Figura 12.**



**Figura 12:** Fotografía del Magnetómetro de Gradiente Alterno Princeton AGM 29000 Micromag ubicado en el Laboratorio de Magnetismo y Paleomagnetismo de Rocas 2 en el Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla, (Fotografía tomada por González-García, 2023).

En el magnetómetro se introduce un pedazo de muestra de no más de 0.05 g, procurando que su forma sea lo más redonda posible. Para obtener este pequeño espécimen, se muele un pedazo de roca hasta dejar fragmentos del tamaño de partículas de arena (0.06 – 2,00 mm).

Antes de introducir la muestra al magnetómetro, se registra su peso para asegurarnos de que no exceda los 0.05 g. Posteriormente, se realiza una corrección basada en ese valor.

Una vez pesada la muestra, ésta se coloca en un porta-muestras, y se adhiere utilizando un poco de cera de abejas. Dentro del magnetómetro, la muestra es expuesta a un campo máximo de 1.0 T mientras se pone a vibrar.

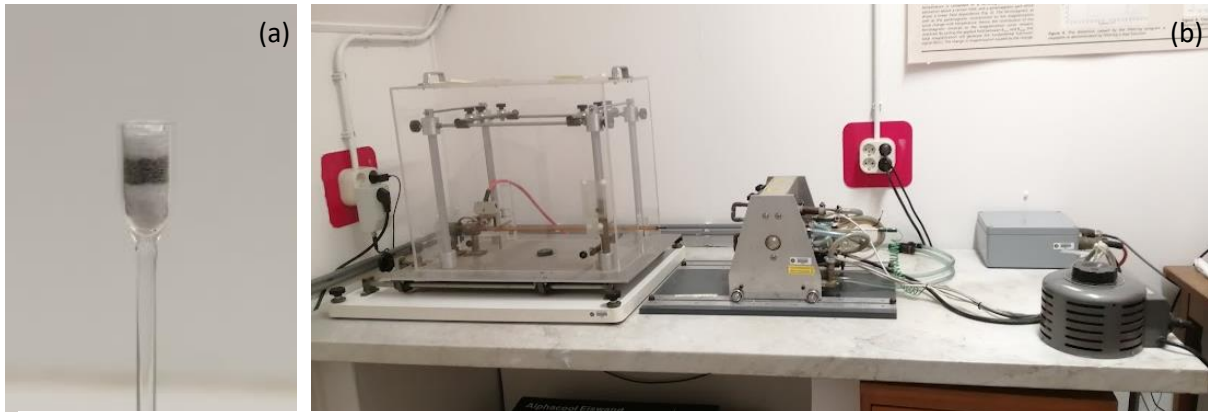
Este experimento nos permite medir los valores de coercitividad ( $H_c$ ), coercitividad remanente ( $H_r$ ), saturación magnética ( $M_s$ ), saturación remanente ( $M_r$ ) y el dominio de las partículas.

#### **6.2.1.3. Curvas Termomagnéticas**

Para esta propiedad, se realizaron dos variantes para obtener las curvas termomagnéticas: de un ciclo y de multi-ciclo.

Para ambos casos, la muestra se muele hasta que las partículas tengan un tamaño de grano no superior a los 2 mm. En el caso de las curvas de un solo ciclo, el porta muestras se llena a 1/3 de su capacidad, la parte superior se sella utilizando fibra de vidrio, asegurándose de que no sobresalga nada del porta-muestras. Una vez dentro del magnetómetro, las muestras se calientan hasta los 700° C.

En el caso de las curvas de multi-ciclo, se coloca fibra de vidrio tanto en la base como en la parte superior, **Figura 13 (a)**. La muestra lista se sitúa dentro de la balanza de Curie, **Figura 13 (b)**, en ella la muestra se calentará mientras es expuesta a un campo magnético generado por el electroimán que la rodea.



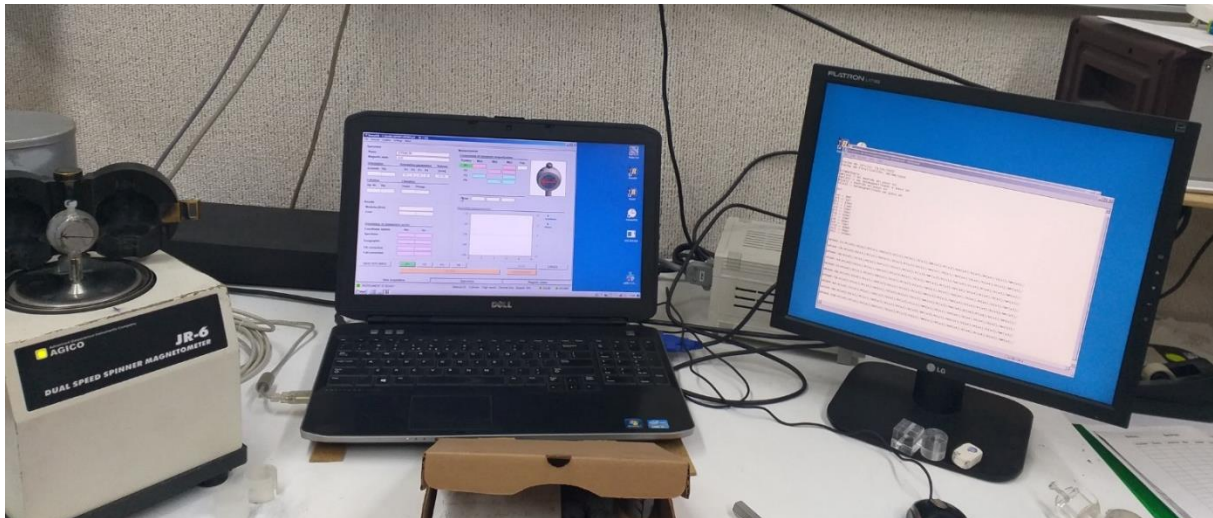
**Figura 13:** (a) Muestra molida para la balanza de Curie. (b) Balanza de Curie del laboratorio 'Fort Hoofddijk', Universidad de Utrecht, Países Bajos, (Fotografías tomadas por González-García, 2022).

Durante este proceso, la muestra se calienta y enfría en ocho ciclos, aumentando secuencialmente la temperatura de calentamiento hasta alcanzar los 700°C. El primer ciclo de calentamiento va desde la temperatura ambiente hasta los 150°C, el segundo va de los 50°C hasta los 250°, el tercero de los 150°C hasta 350°C, el cuarto de los 250°C hasta los 400°C, el quinto de los 450°C hasta los 520°C, el sexto de los 350°C hasta los 520°C, el séptimo de los 420°C hasta los 620°C y el octavo de los 550°C hasta los 700°C.

Este experimento nos permite medir cómo cambia la magnetización de las muestras en función de la temperatura. La versión de un solo ciclo nos permite medir la  $T_c$  de las muestras; y en el caso del experimento de multi-ciclo, nos ayuda a identificar qué tan estable es la muestra a la alteración térmica y a partir de qué temperatura empieza una posible alteración química.

### **6.2.2. Segunda fase: paleodirecciones**

Para esta fase se seleccionó el espécimen "A" de cada núcleo. Usando un magnetómetro de giro AGICO JR-6 se midió su NRM, **Figura 14**. Las muestras fueron desmagnetizadas aplicando un campo alterno en cada dirección de los ejes x, y & z. Los campos aplicados empezaron desde los 5 mT subiendo la intensidad en intervalos de 5 mT hasta alcanzar los 30 mT; posteriormente, se desmagnetizó a 40, 60, 75, 100, 120, 130, 140, 150, 160 y hasta 200 mT.



**Figura 14:** Imagen del Magnetómetro de giro AGICO JR-6 del Laboratorio de Magnetismo y Paleomagnetismo de Rocas del Centro de Geociencias, (Fotografía tomada por González-García, 2023).

Algunos de los especímenes se desmagnetizaron a ca. 100 mT; de ahí se seleccionó sólo los especímenes que no hubieran alcanzado el 90% de desmagnetización, a partir de este paso, las siguientes etapas de desmagnetización dependieron del comportamiento de cada sitio.

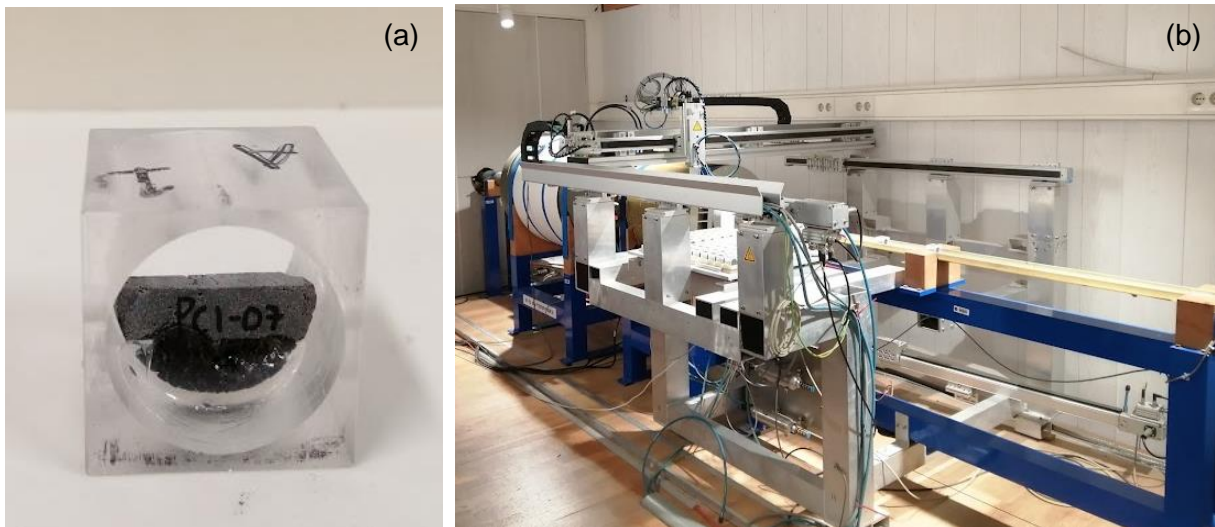
En total, se desmagnetizaron 63 especímenes utilizando el método de AFD. Los datos obtenidos a través de este método se analizaron utilizando el software Remasoft 3.0 (Chadima & Hrouda, 2006). Para estos análisis, se excluyeron los especímenes que poseían una magnetización secundaria, es decir, aquellos que habían experimentado un proceso de remagnetización debido a procesos externos. Estos especímenes se identificaron por presentar valores de NRM significativamente más altos, en comparación con especímenes correspondientes de ese sitio; y por la caída drástica de su magnetización en los primeros pasos de desmagnetización.

Además de este procedimiento, a cada espécimen se le realizó un *Análisis de Componentes Principales* (“*Principal Component Analysis*”, o PCA por sus siglas en inglés) (Kirschvink, 1980). Para cada sitio, se hizo un análisis grupal, obteniendo los parámetros estadísticos de calidad propuestos por Fisher (1953),  $\alpha_{95}$  y  $\kappa$ . Estos mismos análisis se volvieron a realizar después, tomando en cuenta todos los sitios en conjunto, con el fin de obtener una dirección característica.

### 6.2.3. Tercera fase: paleointensidad

#### 6.2.3.1. Pseudo-Thellier

Para este protocolo se seleccionaron dos muestras por sitio. Estas muestras se cortaron en 6 partes iguales, obteniendo finalmente 60 muestras (i. e., 12 por sitio muestreado). Cada muestra se colocó en un porta-muestras, **Figura 15 (a)**. Las mediciones para este método se realizaron mediante un magnetómetro 2G DC-SQUID robotizado, **Figura 15 (b)**.



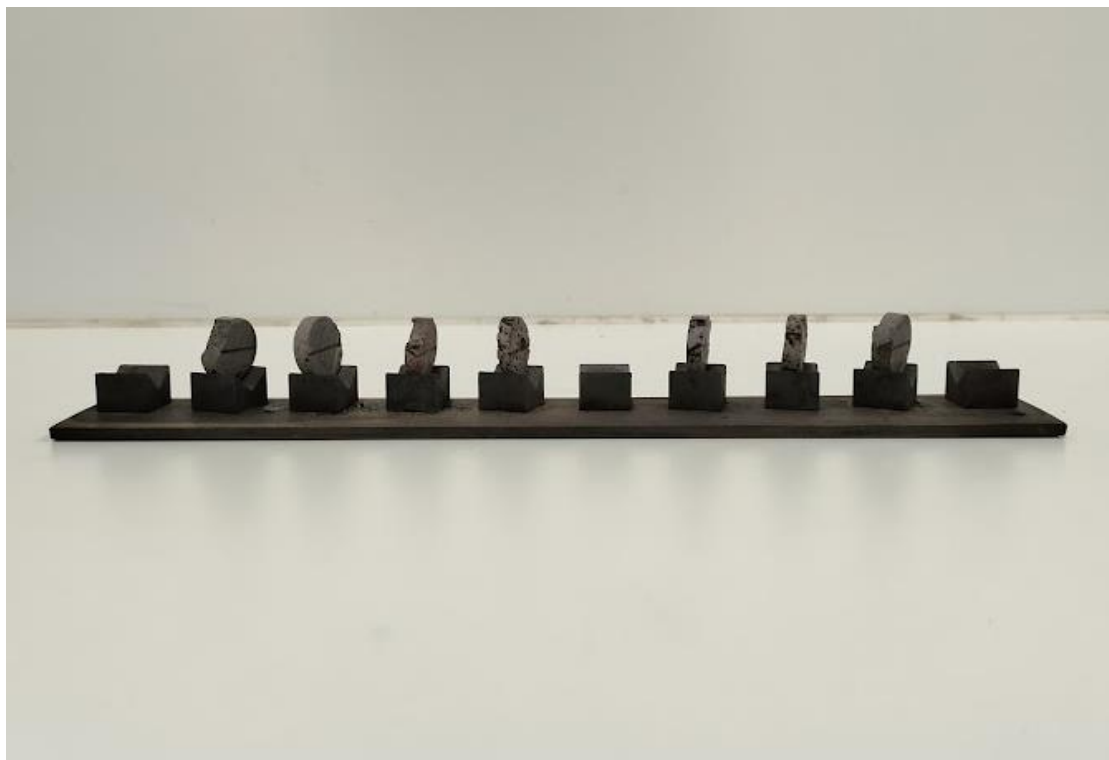
**Figura 15:** Fotografías a detalle de los instrumentos utilizados para obtener la paleointensidad magnética. (a) Muestra para el protocolo Pseudo-Thellier dentro del porta-muestras. (b) Magnetómetro 2G DC-SQUID robotizado del laboratorio ‘Fort Hoofddijk’, Universidad de Utrecht, Países Bajos, (Fotografías tomadas por González-García, 2022).

Para llevar a cabo este procedimiento, primero se midió el NRM de cada espécimen. Para la primera fase, cada espécimen se desmagnetizó en 3 ejes perpendiculares entre sí, cuidando que ninguno coincidiera con la dirección del NRM. La desmagnetización se realizó en 18 pasos (i. e., 0, 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 120, 140 $\mu$ T). En la segunda fase, se aplicó una ARM siguiendo los mismos pasos que en la fase 1. Finalmente, en la tercera fase se desmagnetizó el ARM siguiendo nuevamente los 18 pasos establecidos en la fase 1.

#### 6.2.3.2. Multi-espécimen (MSP)

Para este protocolo se seleccionaron las muestras que mostraban una mayor linealidad durante la desmagnetización por el método AFD; mientras que aquellos especímenes en los que se observó una componente de magnetización secundaria, fueron descartados.

Cada espécimen seleccionado se cortó a su vez en tres pedazos, obteniendo tres submuestras de cada uno; en cada nuevo espécimen se marcó nuevamente la declinación. Cada una de las submuestras se utilizó en una fase distinta del protocolo. En el porta-muestras se marcó la inclinación de cada una de ellas, **Figura 16**. Cabe resaltar que todas las submuestras del mismo espécimen, se mantuvieron en el mismo sitio al momento de ser colocadas en el porta-muestras durante todo el protocolo. Los datos recopilados en cada etapa de los experimentos, se midieron utilizando un magnetómetro criogénico.



**Figura 16:** Imagen del porta-muestras de los especímenes utilizados para el MSP. Como se puede observar, cada uno de ellos está alineado con el ángulo de la inclinación correspondiente con la muestra que sostiene, (Fotografía tomada por González-García, 2022).

Una vez que se cortaron y alinearon las muestras en el porta-muestras, se procedió a obtener el NRM ( $m_0$ ).

Con base en la estabilidad ante las variaciones de temperatura observadas en los experimentos de curvas termomagnéticas, se decidió hacer dos tandas de muestras. Las muestras correspondientes a los sitios PG1 y PV1, se calentarían a una temperatura de 250°C, y las de los sitios PC1, PC2 y PC3 a 450°C.

En el primer paso, las muestras se calentaron a la temperatura asignada dentro de un campo paralelo de  $10 \mu\text{T}$  ( $m_1$ ). Posteriormente las muestras se enfriaron y calentaron dentro de un campo antiparalelo de  $10\mu\text{T}$  ( $m_2$ ). Para  $m_3$ , las muestras se calentaron en un campo cero y se enfriaron en un campo paralelo de  $10 \mu\text{T}$ . Por último, para  $m_4$  las muestras se calentaron y enfriaron en un campo paralelo de  $10 \mu\text{T}$  (al igual que se hizo en  $m_1$ ).

Esta secuencia de pasos se repitió dos veces más para las fases siguientes, la segunda en un campo de  $30 \mu\text{T}$  y la tercera en un campo de  $50 \mu\text{T}$ .



## 7. Resultados

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a través de los experimentos realizados en las muestras de rocas del volcán El Pelado en el laboratorio. Estos resultados se dividen en tres secciones. La primera sección abarca todos los resultados relacionados con las propiedades magnéticas de las rocas. En la segunda sección, se muestran los resultados de los experimentos desarrollados para obtener la paleodirección de cada sitio. Por último, la tercera sección presenta los resultados de los experimentos de los protocolos para determinación de la paleointensidad.

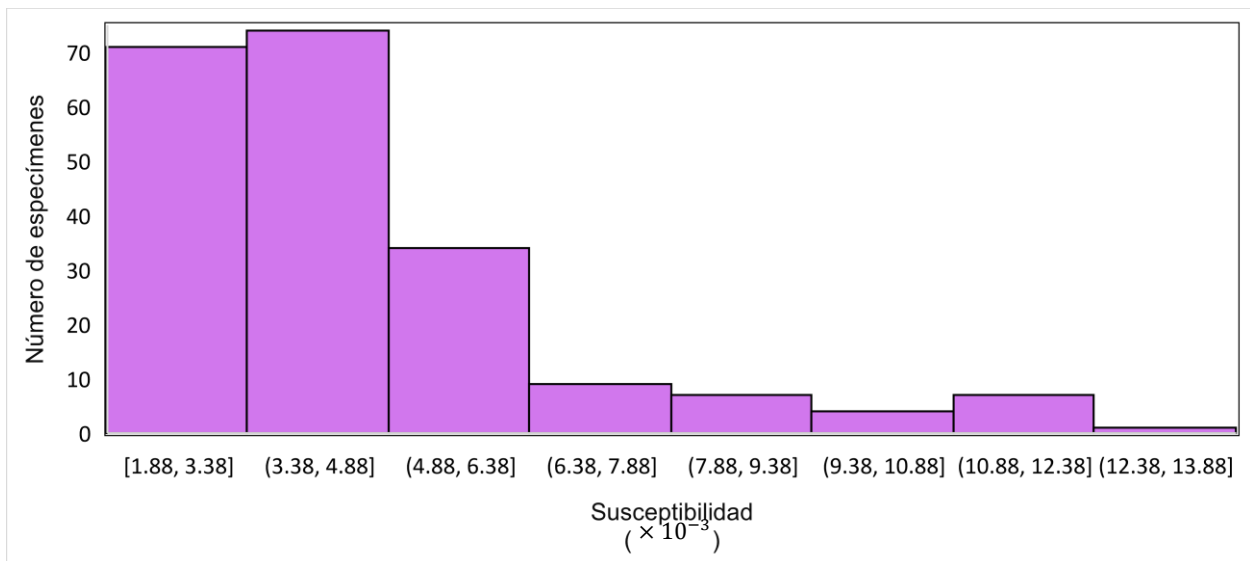
### 7.1. Propiedades Magnéticas

#### 7.1.1. Susceptibilidad

Como se mencionó en apartados anteriores, a los especímenes obtenidos de los núcleos de roca, se les realizó un experimento de susceptibilidad magnética a cada uno. Los valores de susceptibilidad variaron desde los  $1.88 \times 10^{-3}$  (PG1-03A) hasta  $13.33 \times 10^{-3}$  (PC2-11B).

De los 10 especímenes con mayor valor de susceptibilidad, los primeros 9 son del sitio PC2, el décimo es de PC3. El sitio con menores valores en promedio de susceptibilidad es PG1 y el mayor PC1.

La mayoría de los especímenes analizados, tienen una susceptibilidad alrededor de  $3.38$  a  $4.88 \times 10^{-3}$ , **Figura 17**.



**Figura 17:** Histograma de los valores de susceptibilidad de todos los especímenes obtenidos. Los datos completos se pueden consultar en el Apéndice A.

### 7.1.2. Curvas de Histéresis

Se realizaron 10 experimentos de histéresis, dos por cada sitio de estudio. Esto con la finalidad de conocer la fuerza coercitiva ( $H_C$ ), la coercitividad remanente ( $H_r$ ), la magnetización de saturación ( $M_S$ ) y la remanencia magnética ( $M_r$ ). Al respecto de este análisis, se puede decir que todos los experimentos realizados fueron exitosos. Los resultados de todos se listan en la **Tabla 2**.

**Tabla 2. Valores de histéresis obtenidos en las muestras analizadas**

Espécimen	Masa (g)	$H_C$ (mT)	$H_r$	$M_r$ (mAm <sup>2</sup> /kg)	$M_S$	$H_C/H_r$	$M_r/M_S$
PC1-01	0.0146	10.81	30.44	127.6	863.2	0.35512484	0.14782206
PC1-13	0.0154	20.23	39.47	161.4	763.6	0.51254117	0.21136721
PC2-01	0.0106	26.12	51.55	60.8	213.8	0.50669253	0.28437792
PC2-14	0.0102	27.04	45.11	183.5	622.7	0.59942363	0.29468444
PC3-01	0.0198	36.62	61.77	330.0	783.3	0.59284442	0.42129452
PC3-12	0.0111	30.47	63.58	118.8	377.1	0.47923875	0.31503580
PG1-01	0.0126	30.14	38.26	191.9	389.9	0.78776790	0.49217748
PG1-13	0.0192	22.12	31.11	158.2	338.7	0.71102539	0.46708001
PV1-01	0.0217	22.71	40.2	401.7	1155	0.56492537	0.34779221
PV1-11	0.0139	12.46	24.05	118.9	397.3	0.51808732	0.29927007

$H_C$ : Coercitividad,  $H_r$ : Coercitividad remanente,  $M_r$ : Magnetización remanente,  $M_S$ : magnetización de saturación,  $H_C/H_r$ : relación entre la coercitividad y coercitividad remanente,  $M_r/M_S$ : relación entre la magnetización remanente y la magnetización de saturación.

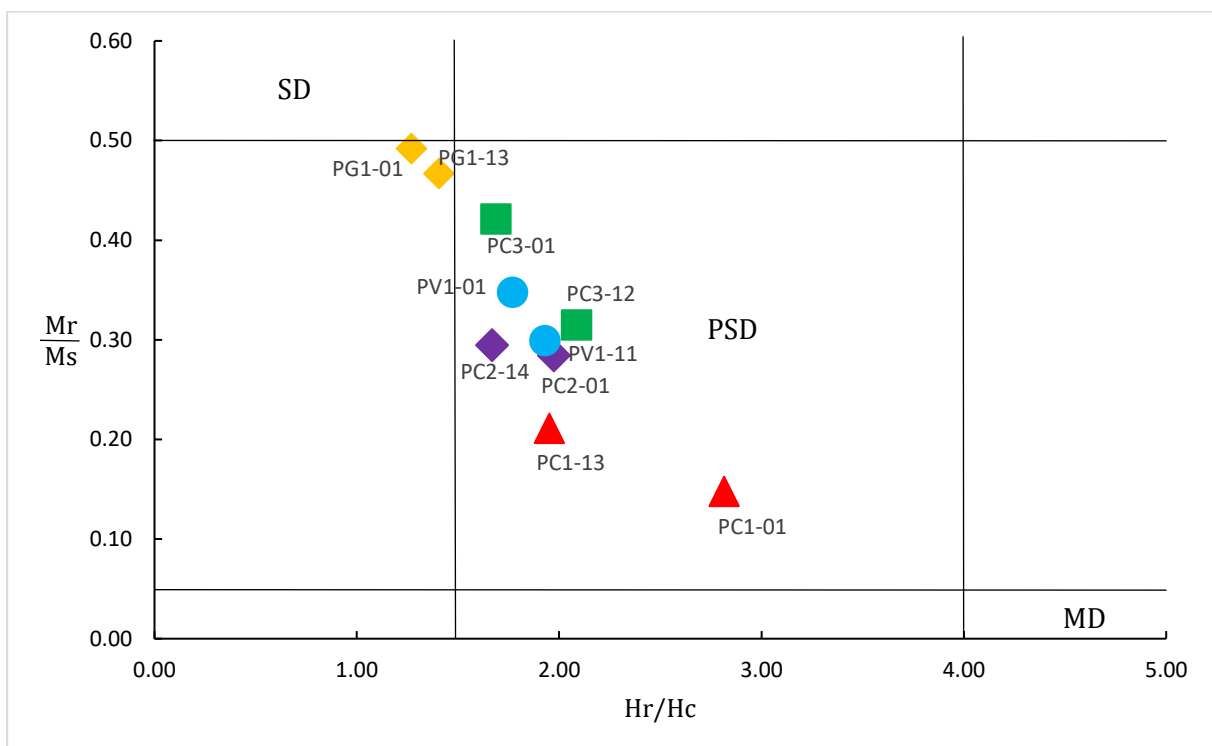
Los valores  $H_C$  medidos, van desde 10.81 mT (PC1-01) hasta 36.62 mT (PC3-01). Por su parte, las partículas de las muestras del sitio PC3 son las que tienen una  $H_C$  mayor, seguidas por las de PG1. Las partículas de PV1-11 y PC1-01, son los que poseen los valores más bajos de  $H_C$ .

En el caso del parámetro  $H_r$ , este varía de 24.05mT (PV1-11) a 63.58mT (PC3-12). Aquí también cabe resaltar que las muestras de PC3, al igual que con los valores de  $H_C$ , tienen un mayor  $H_r$ , seguidas por PC2. En el lado opuesto, PV1-11 es la muestra que presentó el menor valor de  $H_r$ .

La muestra PC3-01; es el espécimen con el valor más alto de  $M_r$  (330 mA $m^2$ /kg); en cambio, la muestra PC2-01 es la que tiene el valor menor  $H_r$  (60.8 mA $m^2$ /kg). Para el caso del parámetro  $M_s$ , la muestra PV1-01 posee el valor más alto (1155 mA $m^2$ /kg) y PC2-01 el menor (213.8 mA $m^2$ /kg). En comparación, entre los valores de los parámetros obtenidos de los cinco sitios, los sitios de la cantera (PC1, PC2, PC3), tienen valores más altos de  $M_r$  y  $M_s$ , que los de PG1 y PV1, excepto por PV1-01 que tiene el valor más alto en  $M_s$ .

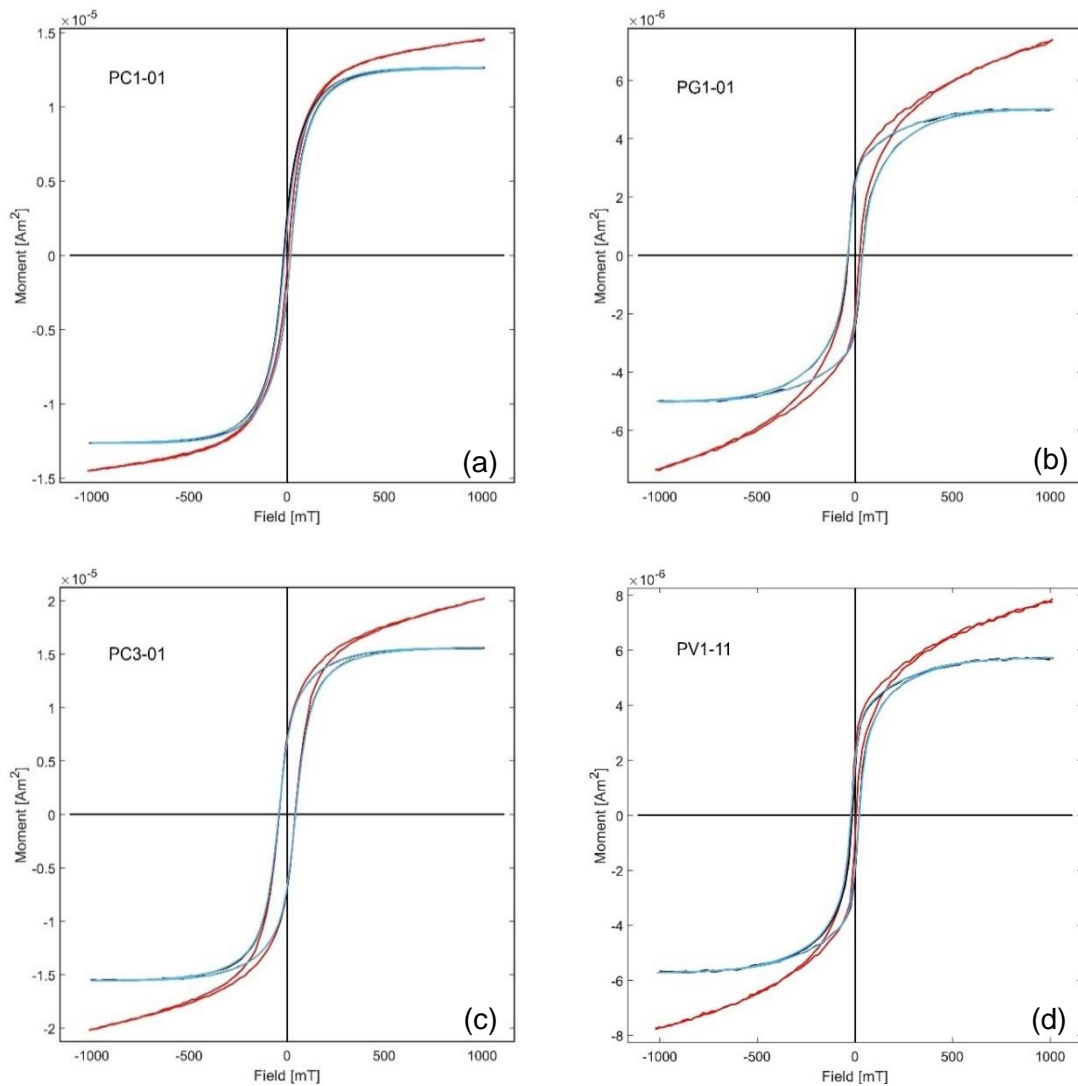
La relación  $H_c/H_r$ , es en promedio menor de 0.5; siendo los valores más altos, aquellos que corresponden a las muestras del sitio PG1; y los de los valores más bajos, los del sitio PC1-01. Por otro lado, la relación  $M_r/M_s$  es en promedio de ca. 0.33; el valor más bajo corresponde con el del sitio PC1-01 (0.14782206), y el más alto con el del sitio PG1-01 (0.49217748).

Las relaciones entre: coercitividad ( $H_c$ ) y la coercitividad remanente ( $H_r$ ); así como la saturación magnética ( $M_s$ ) y magnetización remanente ( $M_r$ ), muestran una tendencia de PSD (ver **Tabla 2**). Esta tendencia se observa claramente en la **Figura 18**, aunque el tamaño y comportamiento de las partículas de PG1, se encuentren cerca del límite entre las partículas SD y PSD, éstas son PSD.



**Figura 18:** Diagrama de Day et al. (1977), en el que se presentan las relaciones de los datos de histéresis obtenidos en este trabajo. En la gráfica se muestran los datos de la Tabla 2.

En el gráfico de la **Figura 19**, se presentan las curvas de histéresis, las cuales nos permiten observar el contenido de materiales paramagnéticos de las muestras, la muestra con menor contenido de materiales paramagnéticos es PC1-01, **Figura 19 (a)**, seguida por PV1-01. Las muestras del sitio PG1, **Figura 19 (b)**, son las que presentan mayor cantidad de materiales paramagnéticos, seguidos por PC2-01, PC3-12 y PV1-11.

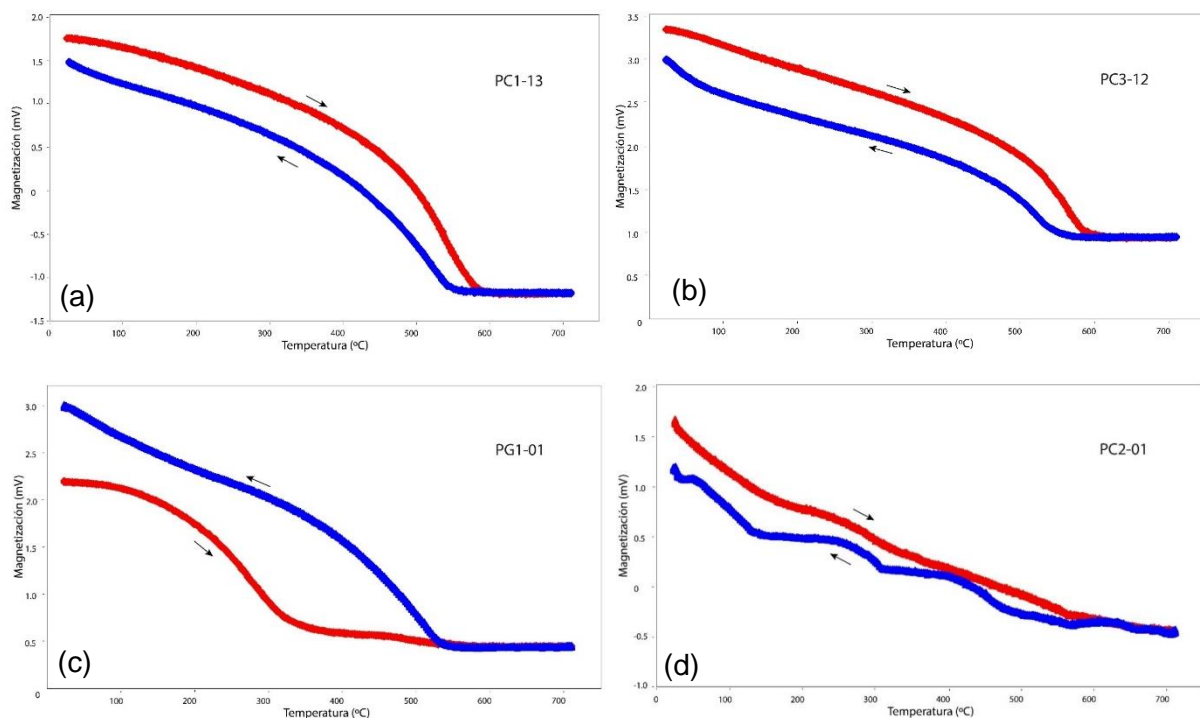


**Figura 19:** Curvas de histéresis de muestras analizadas del volcán El Pelado. Las curvas de color rojo muestran el aporte completo de minerales paramagnéticos en la muestra. Mientras que las curvas en color azul muestran el comportamiento con los valores paramagnéticos corregidos. (a) Muestra PC1-01: Se observa una forma de tipo “squarness” con poco contenido de materiales paramagnéticos. (b) Muestra PG1-01: Curva con forma de cintura de avispa. (c) Muestra PC3-01: Curva de tipo “squarness”, a diferencia de (a), sus propiedades magnéticas son más altas, lo que se refleja en la amplitud de la curva. (d) Muestra PV1-11: Curva de tipo “squarness”. El resto de las gráficas están compiladas en el Apéndice B.

La forma de las curvas de histéresis se clasificó con base en las características propuestas por Tauxe *et al.*, (2002). De acuerdo con esto, el 90% de las curvas tienen una forma de tipo “squareness”, **Figura 19 (a), (c), (d)**. Mientras que la muestra PG1-01, **Figura 19 (b)**, tiene una forma que se asemeja a una curva de cintura de avispa.

### 7.1.3. Curvas termomagnéticas

De los 9 experimentos de curvas termomagnéticas de un ciclo, las curvas resultantes muestran dos comportamientos distintos, como se ilustra en la **Figura 20**. Las muestras obtenidas en la cantera (PC1, PC2 y PC3), exhiben una buena estabilidad térmica; con una  $T_C$  de ca. 500°, lo que corresponde a la serie de las titanomagnetitas. Estas muestras presentan un menor contenido de Ti, en comparación con las muestras de los sitios PG1 y PV1, donde la  $T_C$  es menor, oscilando entre los 300°C y 200° C, respectivamente. Estas temperaturas indican que los minerales presentes en las muestras pertenecen a la serie de las titanomagnetitas.



**Figura 20:** Curvas termomagnéticas de un ciclo de algunas de las muestras del volcán El Pelado. Las curvas rojas marcan el ciclo de calentamiento de la muestra; y el azul, el ciclo de enfriamiento. (a) Muestra PC1-13. (b) Muestra PC2-01. (c) Muestra PC3-12. (d) Muestra PG1-01. Los demás gráficos de las curvas termomagnéticas restantes están compilados en el Apéndice C.

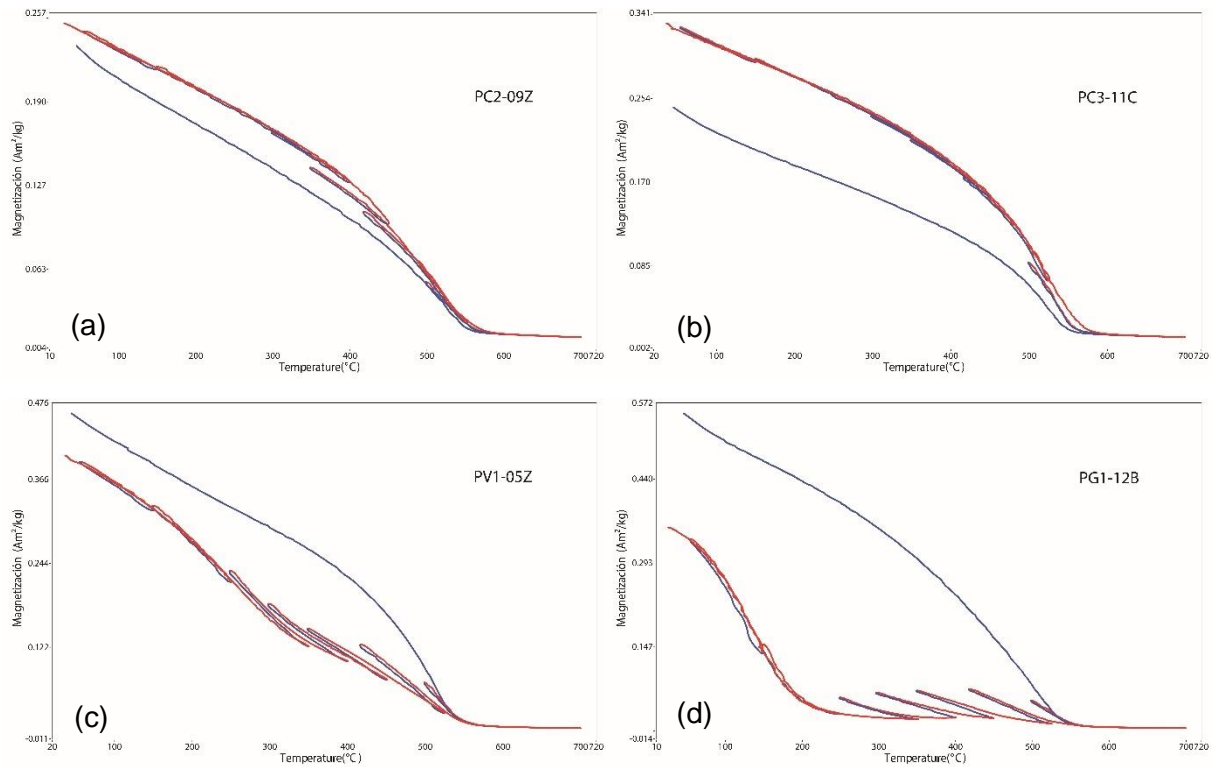
De acuerdo con lo observado en la **Figura 20 (a) y (b)**, las muestras de PC1 y PC3, y las muestras PC2-14 y PV1-01, muestran un comportamiento reversible; es decir, las curvas de calentamiento-enfriamiento siguen el mismo comportamiento; sólo que las de enfriamiento con una menor magnetización.

Por su parte, las muestras de PG1 y PV1, muestran un comportamiento de irreversibilidad. En el caso de PG1-01 y PV1-11, la magnetización en el ciclo de enfriamiento es mayor que en la de calentamiento (**Figura 20, c**). El comportamiento no reversible de PV-11 y PG1-01, indica un cambio irreversible en el contenido ferromagnético de las muestras, a causa de la formación de nuevas fases ferromagnéticas.

En el caso de la muestra PC2-01, **Figura 20 (d)**, la curva es reversible, pero hay diversos aumentos en la magnetización, los cuáles se aprecian más durante el ciclo de enfriamiento. Estos cambios reflejan una gran variedad de minerales ferromagnéticos con un diferente contenido de Ti. Cada leve cambio en la pendiente de la curva, se puede asociar a una fase mineral distinta. El primer punto de Curie es ca. 200°C, el segundo está en ca. 300°C, y el tercero en ca. 500°C.

En la muestra de PC3-12, **Figura 20 (b)**, también se observa más de un punto de Curie. Con base en los cambios de la pendiente de la curva, se identifican dos fases minerales, la primera fase tiene un punto de Curie ca. 90°C y la segunda fase ca. 500°C.

El comportamiento de las muestras en las curvas termomagnéticas multi-ciclo no difiere al observado en las curvas de un ciclo, **Figura 21**. Según su comportamiento, estas se pueden dividir en dos grupos: el primero compuesto por las muestras de los sitios PC1, PC2 y PC3, en este grupo las muestras presentan poca o nula alteración térmica hasta los 500°C; el segundo grupo incluye las muestras de los sitios PG1 y PV1, las cuales comienzan a experimentar alteración química a partir de los 200°C.



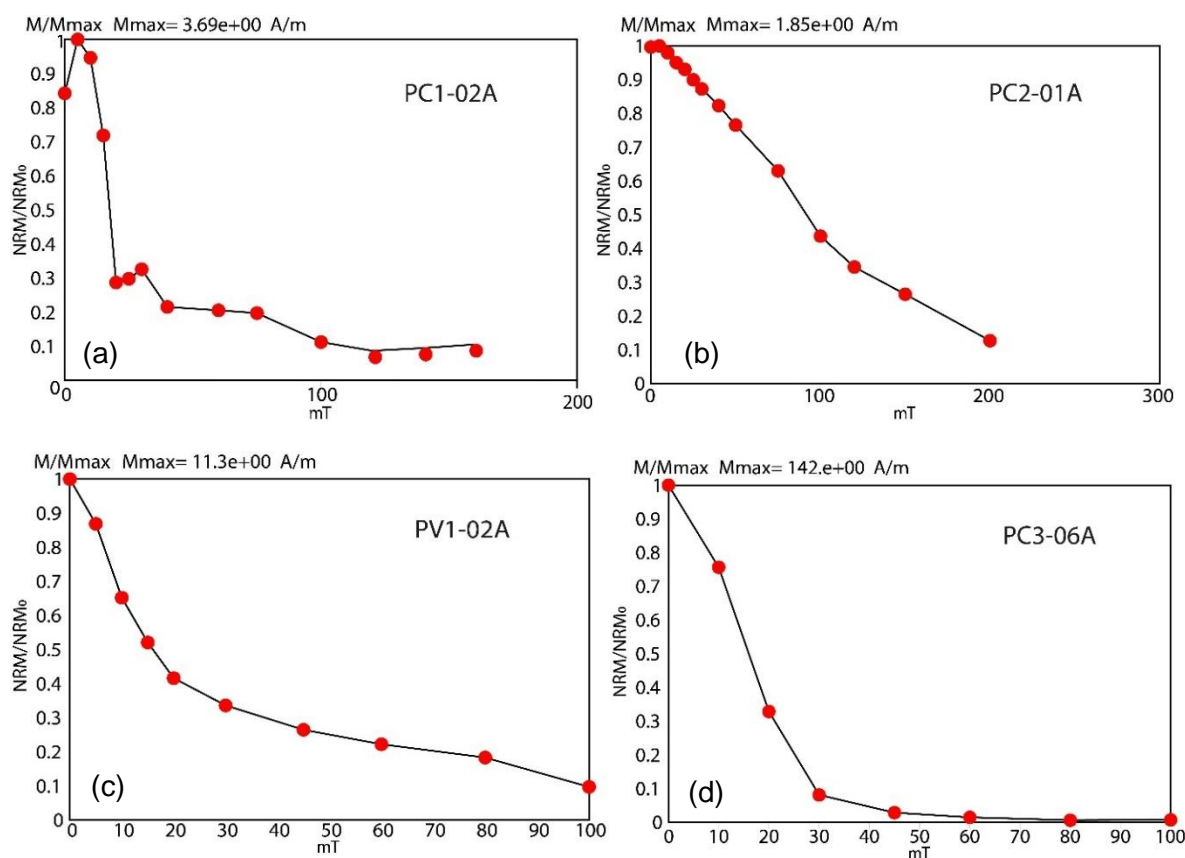
**Figura 21:** Curvas termomagnéticas multi-ciclo de las muestras del volcán El Pelado. Las curvas rojas corresponden con los ciclos de calentamiento y las curvas azules con los ciclos de enfriamiento. Cada traza que se observa en las curvas termomagnéticas, corresponde con un ciclo de calentamiento-enfriamiento; en total, se realizaron ocho ciclos. (a) Muestra PC2-09Z. (b) Muestra PC3-11C. (c) Muestra PG1-12B. (d) Muestra PV1-05Z. El resto de los gráficos de las curvas termomagnéticas multi-ciclo de las muestras analizadas se integraron en el Apéndice C.

Las curvas termomagnéticas multi-ciclo de las muestras PC1-01Z, PC2-09Z y PC3-11C, **Figura 21 (a) y (b)**, son altamente reversibles hasta después de los 500°C, ya que no muestran ninguna alteración térmica antes de esta temperatura. Las muestras PC1-10Z, PC2-09Z, PC3-10Z y PV1-05Z, **Figura 21 (c)**, son también reversibles, aunque se observa un poco de alteración térmica; sin embargo, no hay un cambio evidente en su composición hasta después de los 500°C. Las muestras de PG1-03Z, PG1-12B, **Figura 21 (d)**, y PV1-09Z, muestran un comportamiento totalmente irreversible después de los 200°C debido a la alteración térmica.

## 7.2. Desmagnetización por el método AFD y análisis direccional

### 7.2.1. Desmagnetización

Las muestras de PC1, tienen una NRM inicial que va desde los 1.70 A/m hasta los 5.73 A/m. Se necesitó un campo de al menos 100mT en todas para desmagnetizarlas. En varias muestras se observó un aumento de su magnetización, posterior al primer paso de desmagnetización, **Figura 22 (a)**. Cabe mencionar que varios de los especímenes presentaron una magnetización estable durante varios ciclos de desmagnetización.



**Figura 22:** Curvas de desmagnetización por el método AFD. (a) Muestra PC1-02A. (b) Muestra PC2-01A. (c) Muestra PC3-06A (d) Muestra PV1-02AZ. Los gráficos de las curvas de desmagnetización de las muestras restantes se integraron en el Apéndice D.

Las muestras del sitio PC2, tienen un NRM inicial que va desde 0.643 A/m hasta 14.2 A/m; además de mostrar una desmagnetización predominantemente lineal, **Figura 22 (b)**; necesitando campos de hasta 200mT para desmagnetizarse. En cambio, las muestras de PC3, presentaron valores de NRM inicial, que varían desde los 0.939 A/m hasta los 7.78 A/m. Su desmagnetización muestra un comportamiento lineal en su mayoría.



Por otro lado, las muestras del sitio PG1 tienen valores iniciales de NRM que oscilan entre los 8.42 A/m y 32.9 A/m. A pesar de que estos especímenes tienen valores de magnetización más altos, en comparación con el resto de los sitios, su magnetización no disminuye abruptamente, **Figura 22 (c)**. Este mismo comportamiento se observa en los especímenes del sitio PV1, que presentan valores iniciales de NRM, que varían desde los 6.75 A/m hasta los 26.2 A/m.

En total se realizaron 63 experimentos de desmagnetización con base en el método AFD, correspondientes con los cinco sitios de estudio; 55 de esos experimentos fueron exitosos, y se obtuvo una dirección paleomagnética de cada uno. Se descartaron 8 muestras que presentaron una NRM con una posible remagnetización, provocada por algún factor externo, **Figura 22 (d)**. Éstas se identificaron por tener una magnetización más alta que el promedio del sitio, y porque su magnetización total se perdió rápidamente durante los primeros pasos del AFD.

### 7.2.2. Análisis direccional

En la **Tabla 3** se resumen los datos de las paleodirecciones obtenidas para cada sitio muestreado. Además de estos datos, también se realizó un análisis direccional considerando los 5 sitios, a fin de obtener una paleodirección promedio.

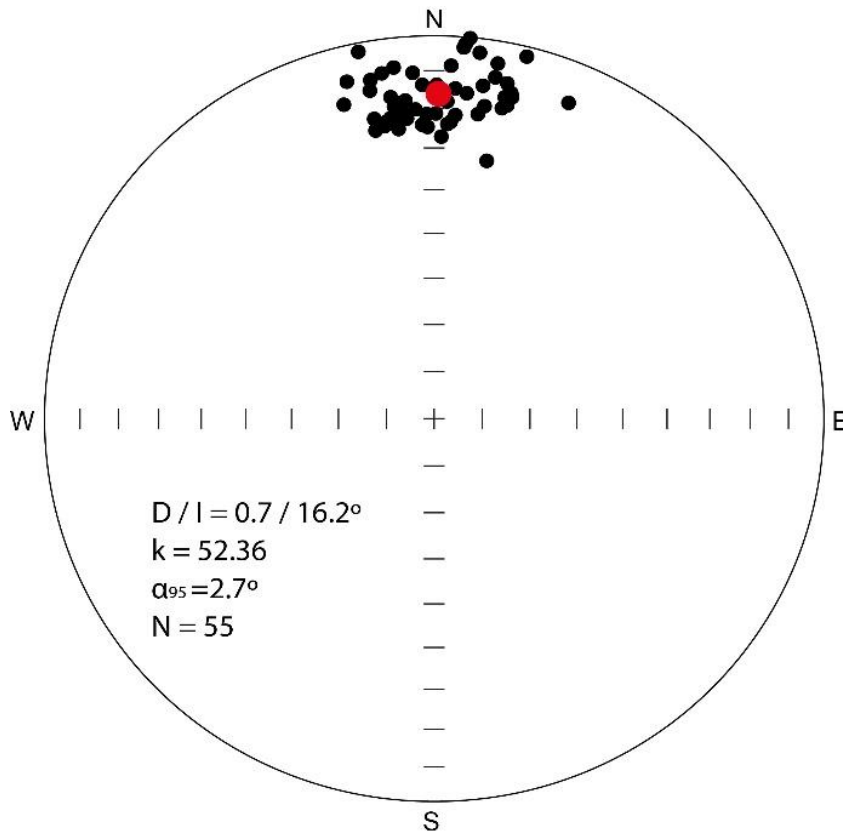
Para conocer la calidad de los resultados, se obtuvieron también los parámetros estadísticos de Fisher (1953) y Kirschvink (1980):  $k$  y  $\alpha_{95}$ .

**Tabla 3. Direcciones paleomagnéticas**

Sitio	Localización		n/N	D	I	k	$\alpha_{95}$
	Latitud (N)	Longitud (W)					
<b>PC1</b>	19.141389	99.174444	12/13	1.8	9.6	55.55	5.9
<b>PC2</b>	19.139444	99.175278	13/14	353.6	21.5	198.7	2.9
<b>PC3</b>	19.140278	99.175292	11/12	358	21.2	214.51	3.1
<b>PG1</b>	19.120556	99.187778	12/13	10.3	15.3	68.42	5.3
<b>PV1</b>	19.207778	99.183333	8/11	358.2	9.9	57.26	7.4
PELADO		Media	55/63	0.7	16.2	52.33	2.7

*n/N*: número de datos utilizados/total de muestras, *D*: Declinación, *I*: Inclinación, *k*: kappa,  $\alpha_{95}$ : intervalo de confianza.

Por su parte, los promedios de los parámetros también muestran un nivel aceptable de precisión; se obtuvo un  $k = 52.33$  y un  $\alpha_{95} = 2.7$ . Esto lo podemos ver reflejado en el estereograma de la **Figura 23**. Los sitios PC2 y PC3, son los tienen los valores de  $k$  más alto y los de  $\alpha_{95}$  más bajos. En contraste, PV1 tienen un valor de  $k$  bajo y un  $\alpha_{95}$  alto en comparación con los demás sitios.



**Figura 23:** Direcciones paleomagnéticas del volcán El Pelado. El punto rojo indica la dirección paleomagnética promedio obtenida con base en todos los datos.

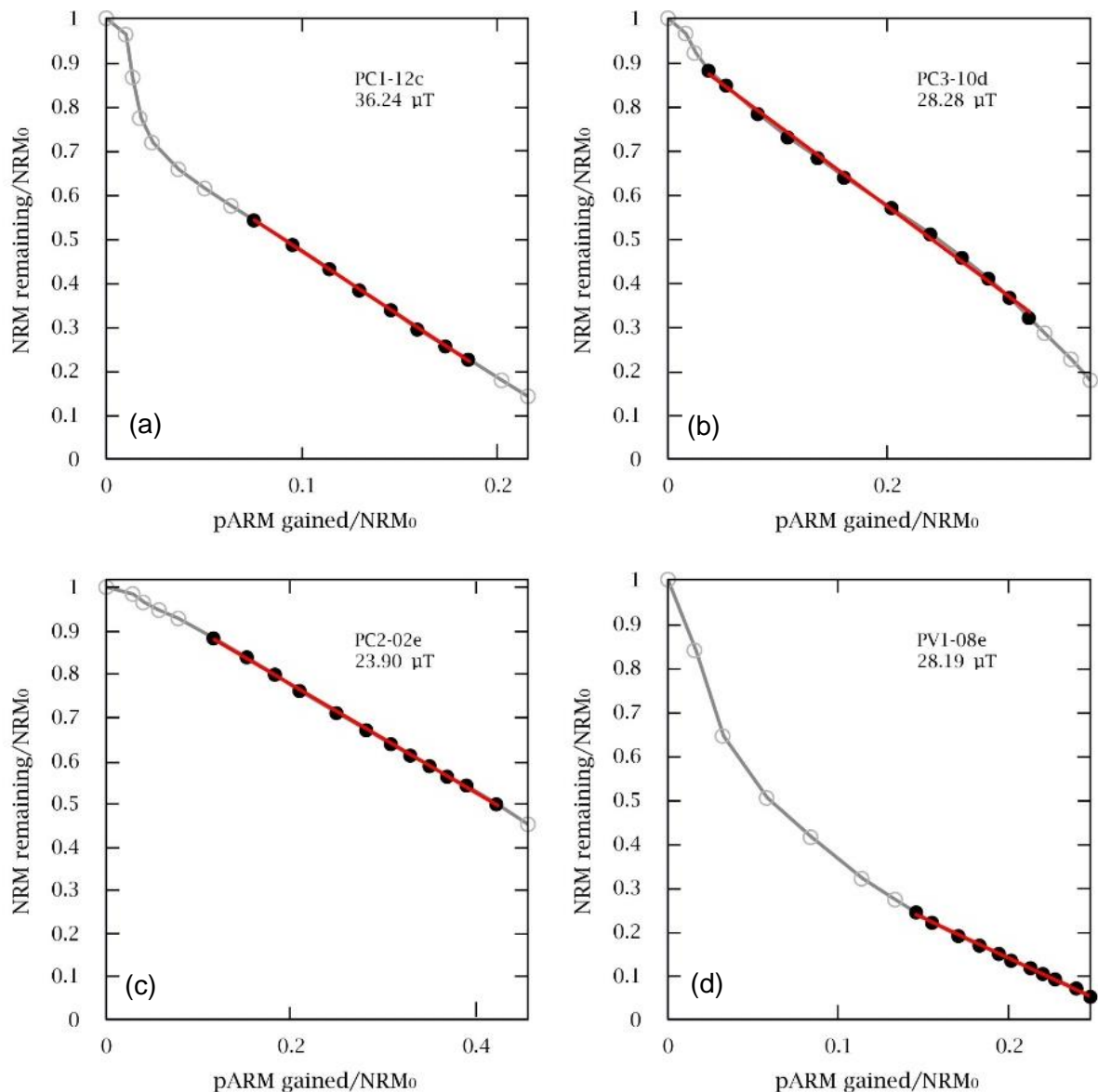
### 7.3. Paleointensidades

#### 7.3.1. Pseudo-Thellier

El 100% de los experimentos llevados a cabo mediante este protocolo, fueron exitosos (*i. e.*, 60 muestras). Los resultados se procesaron en *paleointensity.org*. Para cada espécimen, se obtuvo una curva que muestra la relación entre el ARM ganado y el NRM restante, **Figura 24**. En esta figura se observa que todas las curvas son negativas: el ARM ganado va aumentando conforme disminuye el NRM. Para cada gráfica se seleccionó la porción de curva más lineal, como propone *de Groot et al.*, (2013).

En la **Figura 24 (a)**, observamos que, en algunas muestras, en los primeros ciclos de desmagnetización hubo una caída rápida de una porción del NRM, como se observa

en las muestras del sitio PC1-12. Sin embargo, esta porción no constituye más del 50% del NRM total de la muestra, como sucede en las muestras del sitio PV1.



**Figura 24:** Ejemplos de algunas curvas de pARM ganado en comparación con el NRM restante tomando como base el NRM inicial de las muestras. La línea roja marca la porción de curva tomada en cuenta para el cálculo de paleointensidad de las muestras. (a) Muestra PC1-12c: al inicio la desmagnetización de la muestra, la magnetización cae abruptamente en los primeros pasos de desmagnetización y después se estabiliza. (b) Muestra PC3-10d: La pérdida de NRM es muy lineal. (c) Muestra PC2-02e: La curva del NRM perdido con respecto al ARM ganado muestra que tiene una gran estabilidad magnética. (d) Muestra PV1-08e: La muestra se desmagnetiza casi por completo en los primeros pasos, indicando la presencia de un componente secundario de NRM. Todos los gráficos del protocolo Pseudo-Thellier obtenidas para todas las muestras se compilaron en el Apéndice F.

Los especímenes de PC1-07, PC2-02, PC2-06, PG1-04 y PG1-06, muestran una gran estabilidad durante los primeros pasos de desmagnetización, **Figura 24 (b)**.

Las muestras de PC2-02 tienen una gran estabilidad magnética, **Figura 24 (c)**, ya que después de aplicar un campo de 140 mT, aún quedaba ca. 40% de su NRM por desmagnetizar.

Durante este experimento, se observó que algunas muestras tenían un componente de NRM secundaria; esto se observa en las gráficas como una caída rápida de la magnetización, **Figura 24 (d)**, perdiendo en los primeros pasos ca. 50% de su NRM. Este comportamiento se presentó en los especímenes de PV1-07 y PV1-08. Por esta razón, se seleccionaron los datos de las rectas que mostraban una desmagnetización más progresiva y lineal.

El valor de las pendientes de las rectas se usó para obtener los valores de PI de los especímenes utilizados en este experimento, para esto se aplicó la ecuación de Groot *et al.*, (2013):

$$B_{abs} = 7.371 \times |pendiente\ de\ la\ recta| + 14.661$$

La calidad de los resultados obtenidos, se corroboró con los parámetros de calidad propuestos por de Groot *et al.* (2013) y Paterson *et al.* (2016):  $n$ ,  $\sigma_b$ ,  $B_{1/2ARM}$ ,  $f$ ,  $\beta$ ,  $q$  y  $MAD_{Anc}$ . El número de datos utilizados,  $n$ , debe ser igual o mayor a 6; se recomienda que el valor de  $B_{1/2ARM}$  se encuentre entre los 23 y 63 mT. El parámetro  $f$  por su parte, debe ser igual o mayor a 0.45, y  $\beta$  debe ser igual o menor a 0.1.

Tomando en cuenta estas consideraciones, los resultados obtenidos con este protocolo arrojan valores distintos para cada espécimen. En el caso de las muestras de PC1-07, PC1-12 y PC2-06, los valores de PI rondan los ca. 36  $\mu$ T. En cambio, los valores de PI las muestras PC2-02, PC3-08, PC3-10, PV1-07 y PV1-08 es de ca. 27  $\mu$ T. Mientras que las muestras de PG1-06 y PG1-07 dan valores de ca. 54  $\mu$ T.

Promediando los 60 valores de PI obtenidos para los cinco sitios, se obtiene un valor de PI de 35.696  $\mu$ T con una  $\sigma=10.4036$   $\mu$ T.

De todos los resultados calculados, se seleccionaron sólo los datos que cumplieran con todos los parámetros de calidad, **Tabla 4**. El parámetro  $f$ , es decir, el fraccionamiento del NRM, es el que la mayoría de los especímenes no cumplen; sólo

todos los especímenes del sitio PG1 lo cumplen, pero son los especímenes de este sitio y los de PV1, los que no cumplen con los parámetros de  $B_{1/2ARM}$ .

**Tabla 4. Resultados del protocolo Pseudo-Thellier**

Especímen	n	b	$\sigma_b$	$B_{1/2ARM}$ (mT)	f	$\beta$	q	$MAD_{Anc}$	$B_{abs}$ ( $\mu T$ )
PC1-07c	11	-3.356	0.015	56.3	0.531	0.005	105.5	0.3	39.398076
PC1-07d	10	-3.222	0.015	56.2	0.489	0.005	91.5	0.2	38.410362
PC1-07e	11	-3.504	0.014	55.1	0.524	0.004	113.3	0.6	40.488984
PC1-12b	9	-3.181	0.029	45.7	0.451	0.009	42.6	1.5	38.108151
PC1-12f	11	-2.774	0.018	43.9	0.563	0.007	75.8	0.9	35.108154
PC3-10d	12	-1.848	0.026	37.3	0.584	0.014	38.3	0.2	28.282608
PC3-10f	11	-1.782	0.053	37.2	0.522	0.030	15.7	0.6	27.796122
PG1-04a	6	-5.456	0.303	37.1	0.635	0.056	9.1	0.5	54.877176
PG1-04c	6	-4.356	0.209	34.1	0.515	0.048	8.4	0.3	46.769076
PG1-04d	6	-5.607	0.199	36.8	0.633	0.036	14.1	0.5	55.990197
PG1-04f	6	-5.732	0.199	35.7	0.640	0.035	14.6	0.6	56.911572
PG1-06a	6	-5.021	0.219	34.7	0.603	0.044	11.0	0.6	51.670791
PG1-06b	7	-4.936	0.127	34.4	0.681	0.026	21.9	1.0	51.044256
PG1-06c	5	-4.917	0.164	35.9	0.528	0.033	11.8	0.6	50.904207
PG1-06d	6	-4.994	0.089	34.0	0.603	0.018	26.9	1.0	51.471774
PG1-06f	6	-5.622	0.288	37.1	0.629	0.051	9.7	0.8	56.100762

Los experimentos se hicieron aplicando un campo de 40.0mT. n: número de datos tomados en cuenta. b: pendiente de la recta,  $\sigma_b$ : desviación de la pendiente,  $B_{1/2ARM}$ : campo requerido para llevar el ARM a la mitad. f: fraccionamiento del NRM,  $MAD_{Anc}$ : desviación angular media,  $B_{abs} = (7.371) \times |m| + 14.661$ . La tabla completa con los datos descartados se puede consultar en el Apéndice G.

Considerando sólo los datos de PI de los 16 especímenes que sí cumplen con todos los parámetros de calidad, se obtiene un valor de PI = 45.2083  $\mu T$ , con una  $\sigma = 9.8644 \mu T$ .

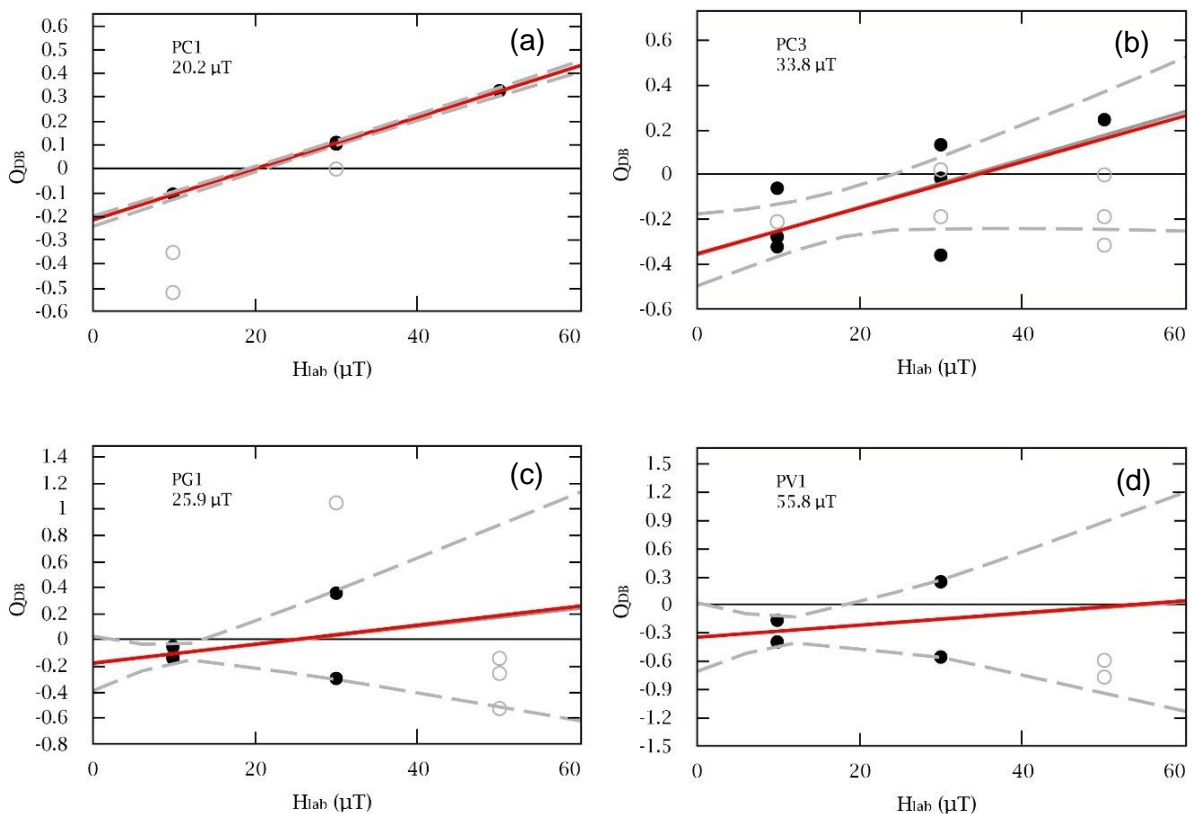
### 7.3.2. Protocolo Multi-especímen

Al llevar a cabo este protocolo, el porcentaje de éxito de los experimentos fue de 54.9%. Los datos también fueron procesados con el software *paleointensity.org*. De los resultados obtenidos con este experimento, 23 muestras fueron descartadas debido a que no cumplían con los valores de los parámetros  $|\varepsilon_{alt}|$  y  $(\Delta Q_i)^2$ , propuestos por Fabian & Leonhardt (2010). El parámetro  $\varepsilon_{alt}$  indica la alteración progresiva de los datos. En donde:  $\varepsilon_{alt} = (m_4 - m_1)/m_1$ . Por otro lado, el parámetro  $(\Delta Q_i)^2$  indica el

error relativo de  $\varepsilon_{alt}$  con una corrección hecha en función del dominio de las partículas, en otras palabras, indica el error total de la muestra. Valores bajos para ambos indican poco error, en el caso de  $(\Delta Q_j)^2$  el valor deseado es cero o cercano a cero, y para  $|\varepsilon_{alt}|$ , el valor recomendado por Monster *et al.* (2015) es menor a 3%.

Con base en estos criterios, sólo se consideraron 28 muestras, que fueron las que cumplían con los valores deseados de uno o ambos parámetros. Los resultados de PI considerados se evaluaron con base en los parámetros de calidad expuestos por Dekkers & Böhnel (2006):  $r^2$  y  $X^2$ .

De los cinco sitios estudiados, sólo en cuatro de ellos fue posible obtener un valor de PI con base en los resultados. En la **Figura 25 (a)**, se presentan los resultados del sitio PC1, que es el valor de PI más confiable. Su recta atraviesa el eje X con una pendiente pronunciada, lo que permite la determinación de la PI; las líneas punteadas indican que el margen de error se encuentra sobre la misma recta.



**Figura 25:** Gráficas del protocolo Multi-especimen. La línea roja indica la tendencia obtenida con base en los resultados de los experimentos. Los puntos negros indican los datos tomados en cuenta para obtener la pendiente de la línea, los grises son los datos descartados, las líneas punteadas indican el margen de error con respecto a la línea obtenida. (a) Sitio PC1:

20.2 $\mu$ T; (b) sitio PC3: 33.8 $\mu$ T; (c) sitio PG1: 25.9  $\mu$ T; (d) Sitio PV1: valor de PI no aceptada. Todas las gráficas obtenidas para el protocolo MSP se pueden consultar en el Apéndice G.

En la **Figura 25 (b)**, podemos observar el comportamiento de la recta del sitio PC3, que atraviesa por un punto el origen; sin embargo, la incertidumbre es muy grande, tal como se observa en las líneas punteadas de las gráficas.

En la **Figura 25 (c)**, por otro lado, se presenta la recta del sitio PG1; no cuenta con una pendiente empinada; así que saber el valor de PI exacto no es posible, los datos utilizados no son suficientes.

En la **Figura 25 (d)**, observamos la recta del sitio PV1, el cual, debido a su valor, fue descartado. La pendiente de la recta es muy horizontal en comparación con la recta del sitio PC1. Los experimentos exitosos de este sitio, no son suficientes para obtener un valor concluyente, esto lo podemos observar en cómo la recta atraviesa en más de un punto el eje X.

En la **Tabla 5**, se enlistan los valores de PI obtenidos con base en el MSP para cada sitio. La PI de los sitios PC1, PC2 y PG1, tienen valores cercanos a los 21  $\mu$ T. El valor de PI del sitio PC3 es el más alto obtenido con este protocolo, con una PI = 33.8  $\mu$ T.

**Tabla 5. Resultados del Protocolo Multi-espécimen**

Sitio	T (°C)	n/N	B ( $\mu$ T)	B min ( $\mu$ T)	B max ( $\mu$ T)	r <sup>2</sup>	X <sup>2</sup>
<b>PC1</b>	450	4/7	20.2	19.3	21.3	0.999	0
<b>PC2</b>	450	7/15	21.9	14.4	29.4	0.256	4.041
<b>PC3</b>	450	8/14	33.8	24.2	43.4	0.497	0.022
<b>PG1</b>	250	5/9	25.9	13.5	38.3	0.096	0.044
<b>PV1</b>	250	4/6	55.8	18.4	93.2	0.043	0.086

*T: temperatura utilizada en los experimentos, n/N: número de datos utilizados con respecto al total, B: valor de PI estimado: Bmin: valor de PI mínimo, Bmax: valor de PI máximo, r<sup>2</sup> y X<sup>2</sup>: parámetros de calidad (Dekkers & Böhnel, 2006).*

De los valores de la **Tabla 5**, se observa que el valor de PI del sitio PC1 es el de mayor confiabilidad, su r<sup>2</sup> es ca. 1 y su X<sup>2</sup> es de 0. El valor de PI del sitio PV1 tiene el valor de r<sup>2</sup> más bajo de todos los sitios, seguido por PG1. Los parámetros de calidad para PC2 y PC3 son aceptables, en comparación con los valores de calidad de los sitios PG1 y PV1. Se observa también que el valor de PI de los sitios de la cantera (*i.e.*,

PC1, PC2 y PC3), va aumentando progresivamente, desde 20.2  $\mu\text{T}$  en PC1, 21.9  $\mu\text{T}$  en PC2, hasta 33.8  $\mu\text{T}$  en PC3. El promedio de la PI obtenida de todos los sitios, es de 31.28  $\mu\text{T}$ , con una  $\sigma = 14.7583 \mu\text{T}$ .

Como también se observa en la **Figura 25 (d)**, el valor de PI del sitio PV1 no cumple con los parámetros de calidad, su recta toca el eje X en varios puntos, su desviación estándar es de ca. 37.4  $\mu\text{T}$ . Por estas razones, es mejor descartar este valor. Por lo tanto, si no se considera el valor del sitio PV1, la media de PI es de 25.15  $\mu\text{T}$ , con una  $\sigma = 6.3164 \mu\text{T}$ .

Asimismo, el valor de PI del sitio PG1 se debe tomar con discreción, ya que la pendiente de la línea obtenida es baja; cruzando el origen en varios puntos y la desviación estándar es de 12.4 $\mu\text{T}$ , por lo que el valor de PI obtenido para este sitio podría no ser tan preciso.



## **8. Discusión**

Al igual que en la sección de resultados, este capítulo, se abordará en subsecciones. En la primera subsección, se abordará la discusión relativa a las propiedades magnéticas de las rocas analizadas del volcán El Pelado, así como en la segunda, se discutirá y compararán las direcciones paleomagnéticas obtenidas en este trabajo con las ya publicadas previamente; para finalmente en la tercera, discutir las implicaciones de los datos de PI obtenidos.

### **8.1. Análisis de las propiedades magnéticas**

Como se señaló previamente, no existen valores exactos para definir el tipo de partícula magnética basándose únicamente en los parámetros magnéticos, por lo que se debe hacer una correlación de todos ellos en conjunto. Debido a su estabilidad, las partículas SD requieren campos magnéticos elevados para poder cambiar su magnetización. Por otro lado, las partículas MD requieren campos de menos de 20mT para que su magnetización cambie; además de que tienen valores de  $M_r/M_s$  menores a 0.05, y valores de  $H_r/H_c$  mayores a 4. Las partículas PSD, representan la transición entre las partículas MD y SD, y no tienen valores exactos de estas propiedades que los definan; ya que éstas también dependen del tamaño y forma de las partículas (Tauxe, 2003).

Los valores de  $H_c$  de las muestras del volcán El Pelado, varían de 10.81mT a 36.62mT. Estos valores sugieren que algunas muestras podrían tener características de partículas MD. Sin embargo, ninguno de los valores de  $M_r/M_s$  o  $H_r/H_c$ , coinciden con los valores propuestos por Tauxe (2003) para las partículas MD. En el caso de  $M_r/M_s$ , estos varían de entre  $\sim 0.148$  a  $\sim 0.492$ , mientras que los valores de  $H_r/H_c$  oscilan entre  $\sim 0.355$  a  $\sim 0.788$ . Además, en el Diagrama de Day, estas relaciones indican que el dominio de las partículas es de tipo PSD.

Asimismo, la forma de las curvas de histéresis obtenidas, no coincide con la forma típica de las curvas de histéresis de las partículas MD, ni con las de las partículas SD. La mayoría de las curvas de histéresis de las muestras del volcán El Pelado tienen una forma de tipo “*squarness*”, la cual es una forma característica para las partículas de PSD.

Los valores de  $H_c$  también se relacionan con cómo se desmagnetizan los materiales ferromagnéticos. Por ejemplo, los materiales con valores altos de  $H_c$ , como la

hematita, requieren campos alternos más altos para desmagnetizarse. Para el caso de las muestras analizadas en este trabajo, aunque fue necesario aplicar campos de 200mT para algunos especímenes, la mayoría de los especímenes se desmagnetizó con campos ca. de los 100mT.

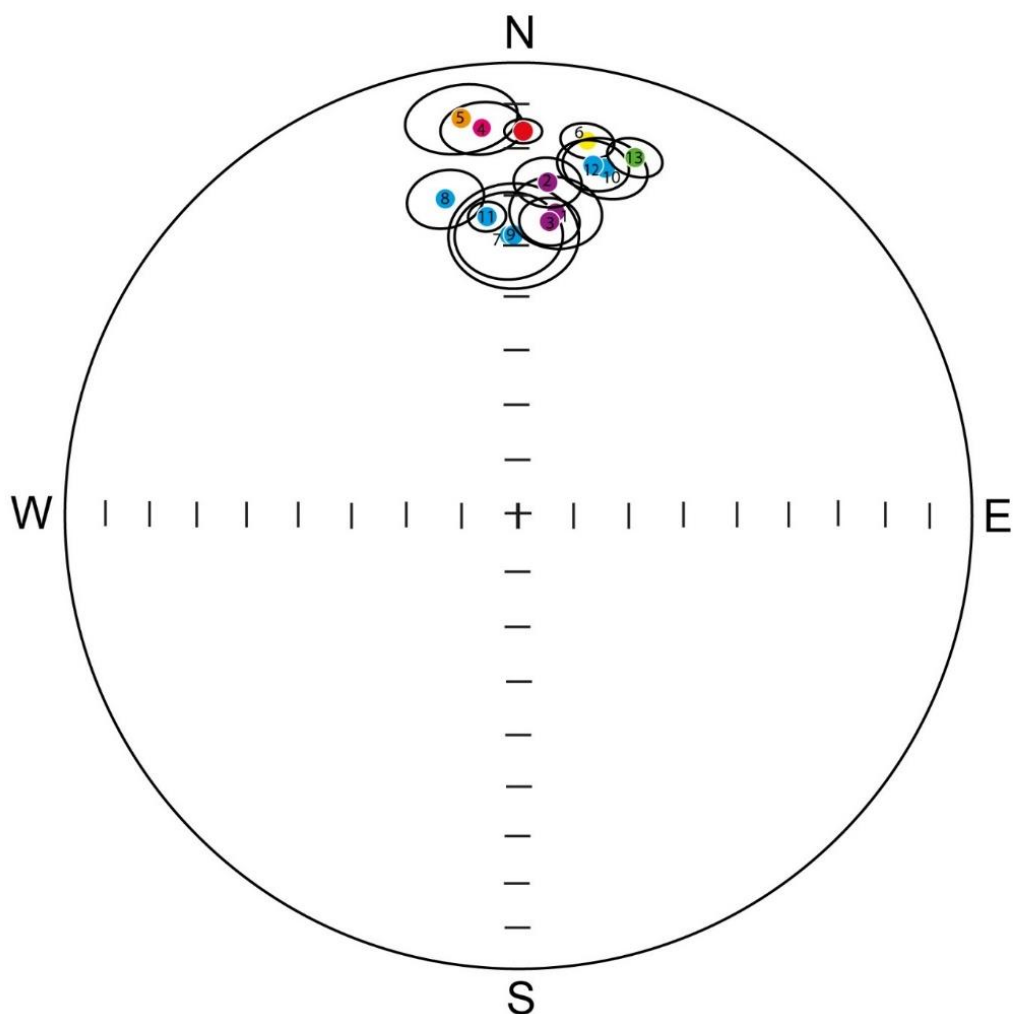
En cuanto a los valores de los puntos de Curie, estos coinciden con lo esperado para la serie de las titanomagnetitas, que es de ca. 580°C, y va disminuyendo con base en el contenido de Ti. Es relevante mencionar que la forma de las curvas termomagnéticas de un ciclo de algunas muestras (*i. e.*, PC2-01 y PG1-01), indican que, en algunas de éstas, coexisten más de una fase ferromagnética de esta serie.

Por otro lado, el comportamiento de las curvas termomagnéticas de un ciclo se puede dividir en dos grupos: el primero, en el que las muestras son reversibles y tienen una  $T_C$  de ca. 500°C; y el segundo, en el que las muestras comienzan a alterarse térmicamente ca. 250°C y son irreversibles.

Con relación a esto, las curvas termomagnéticas multi-ciclo tienen este mismo comportamiento. El primer grupo coincide con las muestras de la cantera (*i. e.*, PC1, PC2 y PC3), en donde las muestras fueron tomadas en la parte central del flujo de lava; y el segundo, con los sitios PG1 y PV1, en donde las muestras se tomaron de la parte superficial de los flujos de lava.

## **8.2. Análisis Direccional**

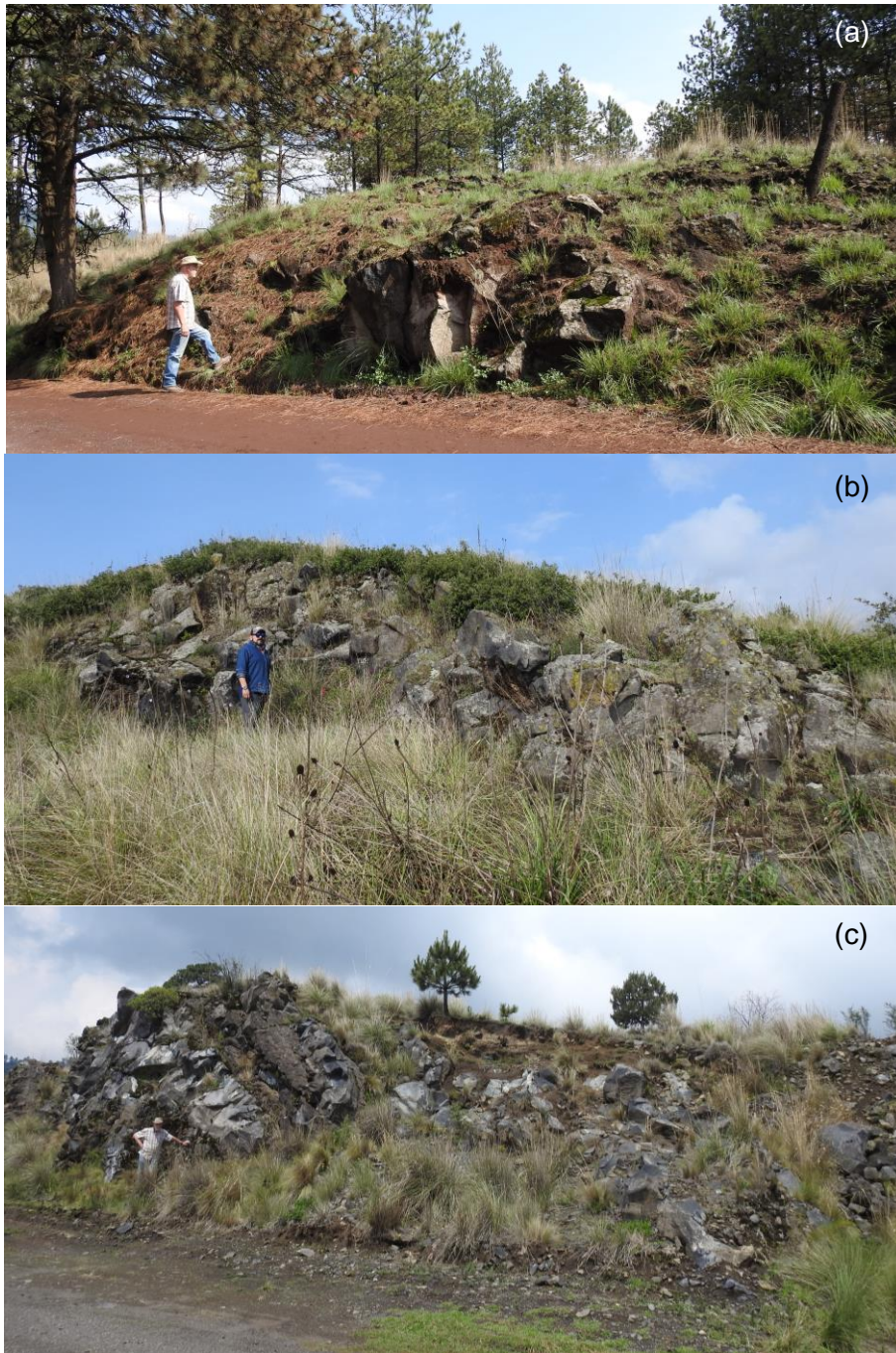
Por otro lado, con base en los experimentos AFD realizados en este trabajo, se obtuvo una nueva paleodirección para el volcán El Pelado,  $D=0.7^\circ$  e  $I= 16. 2^\circ$ , con un valor de  $k=52.36$  y de  $\alpha_{95}=2. 7^\circ$ , indicando que este valor es confiable. En comparación con los datos paleomagnéticos reportados anteriormente por otros autores (ver **Tabla 1**), la dirección de los sitios S-10, reportado por González *et al.* (1997) y P-2, reportado por Urrutia-Fucugauchi & Martín del Pozzo, (1993), son los más coincidentes con el valor obtenido, **Figura 26**.



**Figura 26:** Estereograma con direcciones paleomagnéticas reportadas por otros autores. Los números indican el Id con respecto a los sitios reportados por otros autores indicados en la Tabla 1. Los sitios 1: 8, 2: 9, 3: 10 son de Herrero-Bervera & Pal (1977), el sitio 4: P-2 es de Urrutia-Fucugauchi & del Pozzo (1993), el sitio 5: S-10 es de González et al., (1977), el sitio 6: JB de Morales et al., 2001, los sitios 7: Sitio A, 8: Sitio B, 9: Sitio C, 10: Sitio D, 11: PL-02, 12: PL-01 son de Rodríguez-Trejo et al., (2019) y el sitio 13: PEL I-II de Mahgoub et al., (2019).

Por otro lado, el resto de los sitios reportados, tienen una paleodirección que difiere con la dirección paleomagnética obtenida en este trabajo.

En la **Figura 27**, se presentan algunas fotografías de los sitios muestreados previamente por Rodríguez-Trejo et al. (2019), **Figura 27 (a) y (b)**, y por Mahgoub et al. (2019), **Figura 27 (c)**.



**Figura 27:** Fotografías de los sitios de muestreo paleomagnéticos, reportados previamente por otros autores para el volcán El Pelado. (a) Sitio A, y (b) Sitio D, reportados por Rodríguez-Trejo *et al.* (2019), (c) Sitio PEL I-II, reportado por Mahgoub *et al.*, (2019). (Fotografías tomadas por González-García, 2022).

La **Figura 27 (a)**, muestra el sitio A, reportado Rodríguez-Trejo *et al.* (2019), el cual se encuentra dentro de unos campos de cultivo, en donde se puede observar el frente del flujo de lava donde Rodríguez-Trejo *et al.*, tomaron sus muestras. No obstante, una de las posibilidades por la cuales la dirección paleomagnética de este sitio

discrepa de la obtenida en este trabajo, podría ser el hecho de que el frente del flujo de lava haya experimentado algún tipo de movimiento mecánico, este se observa fraccionado, lo que puede explicar que Rodríguez-Trejo *et al.* (2019), obtuviera datos diferentes a los de esta investigación.

En la **Figura 27 (b)**, se observa el sitio D, reportado por Rodríguez-Trejo *et al.* (2019). Este sitio se encuentra a pie de carretera. La parte muestreada del flujo se observa fragmentada y con poca vegetación, sin embargo, el área circundante del flujo de lava y su parte superior, poseen una densa vegetación que impide observar su base. Estas condiciones dificultan saber si el flujo de lava experimentó movimiento mecánico, el cual podría ser la razón por la cuál las paleodirecciones reportadas por Rodríguez-Trejo *et al.* (2019), con respecto a la obtenida en esta tesis, difieren.

Por otro lado, en la **Figura 27 (c)**, se muestra el sitio PEL I-II, reportado por Mahgoub *et al.* (2019), el cual se localiza cerca de la Estación Tlalpan de la Guardia Nacional. Sin embargo, no se encontraron los lugares exactos en dónde supuestamente estos autores realizaron el muestreo de los núcleos. Aunque, las muestras analizadas en esta tesis, del sitio PG1, se tomaron del mismo flujo de lava que las del sitio PEL I-II.

La dirección paleomagnética obtenida del sitio PG1 ( $D=10.3^\circ$  /  $I=15.3^\circ$ ), coincide con la dirección del sitio PEL I-II ( $D=18^\circ$  /  $I=18^\circ$ ). No obstante, la paleodirección de PG1 es la que más difiere entre todas las paleodirecciones obtenidas en este trabajo para casa sitio. Además, los resultados de los experimentos de histéresis del sitio PG1 indican valores elevados de coercitividad, un punto de Curie ca.  $250^\circ\text{C}$ , y presenta poca reversibilidad y estabilidad térmica. Igualmente, los valores de NRM inicial de PG1 son, en promedio, más altos que las del resto de los sitios muestreados en este trabajo. Estos datos sugieren que las rocas del sitio PG1 son menos estables, por lo cual, su magnetización original pudo haber experimentado algún cambio, o pudo haber adquirido una VRM a lo largo del tiempo.

Asimismo, durante el trabajo de campo, se observó que la superficie del flujo de lava se encontraba en parte seccionada, aunque, en la base, todo el flujo parecía estar continuo. Estas alteraciones coinciden con la hipótesis de que el flujo experimentó alteraciones que afectaron su magnetización original, como lo indican los resultados de las propiedades magnéticas.

Los sitios listados en la **Tabla 1**; 8, 9 y 10, reportados por Herrera-Bravera & Pal (1977), no pudieron ser localizados en campo; así como tampoco el sitio P-2, reportado por Urrutia-Fucugauchi & Martín del Pozzo (1993). Los sitios B y C reportados por Rodríguez-Trejo *et al.* (2019), y el sitio JB reportado por Morales *et al.* (2001), se encuentran fuera del área de estudio (área correspondiente a los flujos de lava del volcán El Pelado, delimitada por Siebe *et al.*, 2003). Además, los sitios S-10 de González *et al.* (1997), 8, 9 y 10 de Herrero-Bravera & Pal (1977), y PL-02 de Rodríguez-Trejo *et al.* (2019), se encuentran en los límites de esta área, **Figura 5**.

### **8.3. Paleointensidad**

Por último, con respecto a los valores de PI obtenidos en este trabajo mediante los métodos de Pseudo-Thellier y MSP, se observa una gran variación entre los dos valores promedio obtenidos. Con el método de Pseudo-Thellier, el valor promedio de PI fue de ca. 45.2083  $\mu\text{T}$ , con una  $\sigma = 9.8644 \mu\text{T}$ ; mientras que por el método de MSP, el valor promedio de todos los sitios es de 25.15  $\mu\text{T}$ , con una  $\sigma = 6.2164 \mu\text{T}$ ; es decir, valores menores que los obtenidos por Pseudo-Thellier. La diferencia en el valor de PI entre ambos métodos puede estar ligada a la propiedad magnética que toman como base cada uno de ellos; en el caso del método de Pseudo-Thellier, se toma como base la coercitividad de las muestras; por otro lado, en el MPS, la propiedad base es la  $T_B$  y la estabilidad térmica de cada muestra.

En cuanto a los valores de PI obtenidos por sitio, los únicos que coinciden entre sí, son los del sitio PC3, donde se obtuvo un valor de ca. 29.63 $\mu\text{T}$  con el método de Pseudo-Thellier, y de ca. 33.8 $\mu\text{T}$  (tomando en cuenta el margen de error de ambos valores) con el método MSP. En contraste, los valores de PI obtenidos para el sitio PG1 por ambos métodos no son coincidentes, ya que por el método de Pseudo-Thellier se obtuvo un valor promedio de PI del sitio PG1 de ca. 52.86 $\mu\text{T}$ , mientras que por el método de MSP, el valor obtenido es de 25.9 $\mu\text{T}$ .

También se observa un comportamiento diferente en los valores de PI en cada uno de los sitios de la cantera (*i.e.*, PC1, PC2 y PC3), **Figura 9**. En el caso de los datos de Pseudo-Thellier, los valores de PI van aumentando de PC3 (ca. 29.63  $\mu\text{T}$ ) a PC1 (ca. 39.10 $\mu\text{T}$ ). En cambio, con el método MSP, este comportamiento es inverso, ya que el valor de PI va disminuyendo de PC3 (33.8 $\mu\text{T}$ ) a PC1 (20.2 $\mu\text{T}$ ).

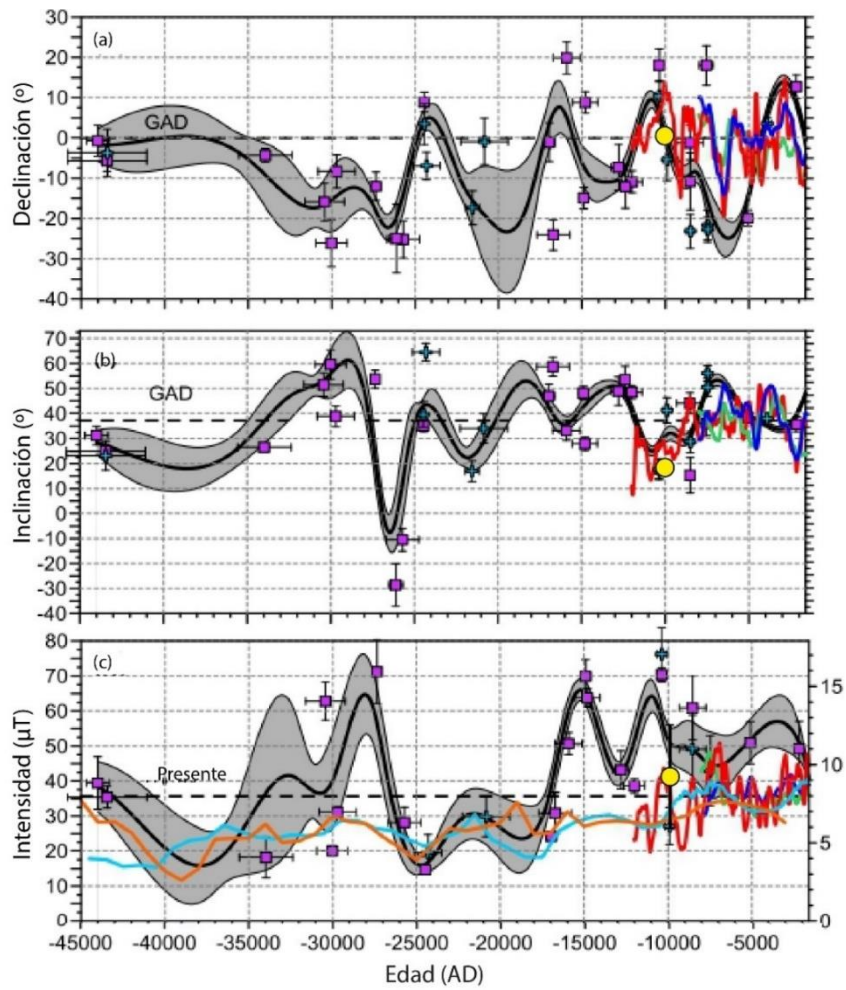
En relación con el sitio PV1, los resultados del método de MSP no proporcionaron un valor concluyente de PI, y con el método de Pseudo-Thellier, ninguno de los valores obtenidos cumple con los parámetros de calidad establecidos. De los 60 valores obtenidos mediante el protocolo Pseudo-Thellier, solo 16 de ellos cumplen con los parámetros de calidad propuestos por *de Groot et al. (2013)* y *Paterson et al. (2016)*. Entre estos, se observan grandes diferencias entre los valores de PI obtenidos para cada sitio por cada uno de los diferentes métodos.

Estas diferencias pueden atribuirse, en parte, a los márgenes de error. En el caso de PG1, por el MSP, presenta un margen de error de  $\pm 12.4 \mu\text{T}$ , mientras que el método de Pseudo-Thellier tiene un margen de  $\pm 3.96 \mu\text{T}$ . Para el sitio PV1, estos márgenes son de  $\pm 36.9 \mu\text{T}$  para el MPS, y de  $\pm 0.81 \mu\text{T}$  para el método de Pseudo-Thellier.

Es relevante señalar que los amplios márgenes de error en el MSP, podrían indicar que las muestras de estos sitios podrían haber experimentado alteración térmica. Durante los experimentos realizados, se observó que las termomagnéticas de un ciclo y multi-ciclo indican que ambos sitios son térmicamente inestables y comienzan a sufrir alteración térmica a partir de los  $250^{\circ}\text{C}$ , la misma temperatura a la que se realizaron los experimentos de MSP.

En promedio, tomando en cuenta sólo los datos de PI con parámetros de calidad aceptables de ambos métodos, el valor de PI para el volcán El Pelado es de  $41.2566\mu\text{T}$ .

En general, los datos paleomagnéticos obtenidos en este trabajo de tesis, coinciden con la curva de variación paleosecular obtenida por *Mahgoub et al., (2019)*, **Figura 28**. En este gráfico, se observa que el valor promedio de PI, se ajusta dentro del valor promedio de PI reportado; además de que los valores de D e I también concuerdan con las curvas de variación paleosecular.



**Figura 28:** Curvas de variación paleosecular de México de los últimos 47 ka años propuesta por Mahgoub et al., (2019). Los puntos amarillos indican los valores de Declinación, Inclinação e Intensidad del volcán El Pelado obtenidos en este trabajo de investigación.



## 9. Conclusiones

El propósito de este estudio fue determinar la dirección paleomagnética y la paleointensidad del volcán El Pelado, a partir del análisis de las propiedades magnéticas de los diferentes flujos de lava por los que está conformado. Los resultados obtenidos de esta forma se compararon, además, con aquellos previamente reportados por otros autores, con el fin de definir el tipo de actividad volcánica.

Mediante los diferentes experimentos de análisis de las propiedades magnéticas de muestras recolectadas para este trabajo de tesis, se logró identificar que las partículas que albergan la magnetización son titanomagnetitas de tipo PSD. Además de determinar que dichos minerales poseen un punto de Curie de ca. 500°C, el cuál varía dependiendo de su contenido de Ti.

Los experimentos de desmagnetización utilizando el método AFD, dieron como resultado una dirección paleomagnética única, con valores de  $D = 0.7^\circ$  e  $I = 16.2^\circ$ . Esta paleodirección concuerda con datos previamente reportados para el sitio P-2, por Urrutia-Fucugauchi & Martín del Pozzo (1993), y el sitio S-10, por González *et al.* (1997).

Las diferencias que existen entre algunos de los datos previamente reportados y los obtenidos en este trabajo, podrían atribuirse a errores durante el muestreo o en el trabajo de laboratorio, o a otros factores externos. Asimismo, se recomienda, para futuros estudios paleomagnéticos realizados en esta zona, que no se consideren los datos reportados por Morales *et al.* (2001); tales como el sitio JB, ya que estos parecen estar asociados con flujos de lava que no pertenecen al área del volcán El Pelado, delimitada por Siebe *et al.* (2004).

Teniendo esto en cuenta y, considerando que los parámetros de calidad obtenidos de cada análisis grupal por sitio y para todos los especímenes de esta investigación; se concluye que todas las muestras corresponden con una misma dirección paleomagnética. Lo que nos permite concluir que la actividad del volcán El Pelado fue de tipo monogenético, tal y como habían propuesto, los estudios vulcanológicos previos realizados por Siebe *et al.*, (2003) y Lorenzo-Merino *et al.*, (2018).

Además, se obtuvo un valor de  $PI = 25.15\mu T$ , con base en el método de MSP, y de  $PI = 45.2083\mu T$ , utilizando el método de Pseudo-Thellier. La PI promedio, considerando

los valores de este trabajo que cumplen con los parámetros de calidad, es de  $41.26\mu\text{T}$ , con una  $\sigma=12.1805$ . Estos valores, junto con la dirección paleomagnética obtenida en este trabajo, coinciden con la Curva de Variación Paleosecular propuesta por Mahgoub et al. (2019) para México. No obstante, para futuros trabajos, se recomienda realizar nuevos experimentos para obtener el valor de PI del volcán El Pelado, con base en otros métodos distintos a los utilizados en este trabajo, como Thellier-Coe y microondas. Esto con el objetivo de mejorar la precisión, y disminuir el porcentaje de error, para mejorar la confiabilidad de los datos.

Dado que el volcán El Pelado tiene un valor de edad estimada confiable gracias a investigaciones realizadas por Siebe *et al.* (2003), la determinación de la dirección paleomagnética y la PI, contribuye a la construcción de la Curva de Variación Paleosecular de México.

## 10. Referencias bibliográficas

- Aguirre-Díaz, G., Jaimes-Viera, M., & Nieto Obregon, J. (2006). The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America*, 402, 139-154. doi:10.1130/2006.2402(06)
- Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L., & Ramírez-Espinosa, J. (2013). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75(774). doi:10.1007/s00445-013-0774-6
- Banerjee, S. (1981). Experimental Methods of Rock Magnetism and Paleomagnetism. *Advances in Geophysics*, 23, 25 - 99. doi:10.1016/S0065-2687(08)60330-1
- Béguin, A., Filippidi, A., de Lange, G., & de Groot, L. (2019). The evolution of the Levantine Iron Age geomagnetic Anomaly captured in Mediterranean sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 511, 55 - 66. doi:10.1016/j.epsl.2019.01.021
- Béguin, A., Paterson, G., Biggin, A., & de Groot, L. (2020). Paleointensity.org: An Online, Open Source, Application for the Interpretation of Paleointensity Data. *Geochemistry, Geophysics, Gepsystems*, 21. doi:10.1029/2019GC008791
- Bleil, U. (1976). An Experimental Study of the Titanomagnetite Solid Solution Series. *Pure and Applied Geophysics*, 114, 165 - 175. doi:10.1016/BF00878943
- Bloxham, J., Gubbins, D., & Jackson, A. (1989). Geomagnetic Secular Variation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 329(1606), 414 - 502. doi:10.1098/rsta.1989.0087
- Böhnel, H., Dekkers, M., Delgado-Argote, L., & Gratton, M. (2009). Comparison between the microwave and multispecimen parallel difference pTRM paleointensity methods. *Geophysical Journal International*(117), 383-394. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04036.x
- Bowles, J., Jackson, M., Berquó, T., Sølheid, P., & Gee, J. (2013). Inferred time- and temperature-dependent cation ordering in natural titanomagnetites. *Natura communications*, 4(1), 1916. doi:10.1038/ncomms2938
- Butler, R. (1992). *Paleomagnetismo: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Portland, Oregon: Blackwell Science Inc.
- Calvo-Rathert, M., Carrancho, A., & Caccavari, A. (2017). Resultados paleomagnéticos y de paleointensidad de una secuencia de coladas pliocenas de Sao Vicente (Cabo verde). *Latinmag Letters*, 7(Número especial), GEP11 1 - 5.
- Campbell, W. (2003). *Introduction to Geomagnetic Fields* (Segunda ed.). Cambridge University Press.
- Chadima, M., & Hroudá, F. (2006). Remasoft 3.0 - a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20-21.
- Coe, R. (1967). Paleo-Intensities of the Earth's Magnetic Field Determined from Tertiary and Quaternary Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72(12), 3247-3262.
- Collinson, D. W. (1983). *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. Springer-Science+Business Media, B.V. doi:10.1007/978-94-015-3979-1

- Cox, A. (1970). Latitude Dependence of the Angular Dispersion of the Geomagnetic Field. *Geophysical Journal International*, 20(3), 253 - 269. doi:10.1111/j.1365-246X.1970.tb06069.x
- Dawson, E., & Newitt, L. (1982). The Magnetic Poles of the Earth. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 34, 225-240.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. (1976). Magnetic hysteresis properties of synthetic titanomagnetites. *Journal of Geophysical Research*, 81(5), 873-880. doi:10.1029/JB081i005p00873
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. (1977). Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain-size and Compositional Dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-267. doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X
- de Groot, L., Biggin, A., Dekkers, M., Langereis, C., & Herrero-Bervera, E. (2013). Rapid regional perturbations to the recent global geomagnetic decay revealed by a new Hawaiian record. *Nature Communicatios*. doi:10.1038/ncomms3727
- Dekkers, M., & Böhnell, H. (2006). Reliable absolute paleointensities independent of magnetic domain state. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 508-517. doi:10.1016/j.epsl.2006.05.040
- Elsasser, W. (1958). The Earth as a Dynamo. *Scientific American*, 44-48. doi:10.1038/scientificamerican0558-44
- Fabian, k., & Leonhardt, R. (2010). Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth and Planetary Science Letters*, 84 -94. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.006
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*(522-523), 122-149. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society A*, 217(1130), 295-305. doi:10.1098/rspa.1953.0064
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. En S. Alaniz-Álvarez, & A. Nieto-Samaniego, *Geology of México: Celbratinf the Centenary of the Geological Society of México* (págs. 129-181). The Geological Society of America. doi:10.1130/2007.2422(05)
- Gomi, H. O. (2013). The high conductivity of iron and thermal evolution of the Earth's core. *Physics of the Earth and Planetary*. doi:10.1016/j.pepi.2013.07.010
- González, S., Sherwood, G., Böhnell, H., & Schepp, E. (1997). Paleosecular variation in Central Mexico over the last 30 000 years: the record from lavas. *Geophysical Journal International*, 130, 201-219. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00999.x
- Gubbins, D. (1977). Energetics of the Earth's Core. *Journal of Geophysics*, 453-464.
- Gubbins, D. (1994). Geomagnetic polarity reversals: A connection with secular variation and core-mantle interaction? *Reviews of Geophysics*, 61 - 83. doi:10.1029/93rg02602
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. (1985). A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán - Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24, 577-607. doi:10.22201/igeof.00167169p.1985.24.4.2179
- Herrero-Bervera, E., & Pal, S. (1978). Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, México. *Geofísica Internacional*, 17(2), 167-180. doi:10.22201/igeof.00167169p.1978.17.2.931

- Hibberd, F. (1979). The Origin of the Earth's Magnetic Field. *Proceedings of the Royal Society of London*, 369, 31 - 45. doi:10.1098/rspa.1979.0150
- Irving, T. (2008). Jan Hospers's Key Contributions of Geomagnetism. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(46), 457-458. doi:10.1029/2008EO460001
- Jaimes-Viera, M., Martin Del Pozzo, A., Layer, P., Benowitz, J., & Nieto-Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 225-241. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013
- Jiles, D. (1991). *Introduction to Magnetism and Magnetic Materials*. Berlin: Springer-Science + Business Media. doi:10.1007/978-1-4615-3868-4
- Kirschvink, J. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62(3), 699-718. doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x
- Laj, C. (2020). Geomagnetic Field, Polarity Reversals. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, 1-8. doi:10.1007/978-3-030-10475-7\_116-1
- Larson, E., Ozima, M., Ozima, M., Nagata, T., & Strangway, D. (1969). Stability of Remanent Magnetization of Igneous Rocks. *Geophysical Journal International*, 17(3), 263 - 292. doi:10.1111/j.1365-246X.1969.tb00237.x
- Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., & Sauerzapf, U. (2006). Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *Journal of Geophysical Research*, 111, B12S28. doi:10.1029/2006JB004591
- Lerner, G., Piispa, E., Bowles, J., & Ort, M. (2022). Paleomagnetism and rock magnetism as tools for volcanology. *Bulletin of Volcanology*, 84(24). doi:10.1007/s00445-022-01529-9
- Lorenzo-Merino, A., Guilbaud, M., & Roberge, J. (2018). The violent Strombolian eruption of 10 ka Pelado shield volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 80(27). doi:10.1007/s00445-018-1208-2
- Lowrie, W. (2021). Paleomagnetism, Principles. En H. Gupta, *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series* (Segunda ed., págs. 1225 - 1235). Springer, Cham. doi:10.1007/978-3-030-58631-7
- Mahgoub, A., Juárez-Arriaga, E., Böhnelt, H., & Siebe, C. (2019). Late-Quaternary secular variation data from Mexican volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 519, 28-19. doi:10.1016/j.epsl.2019.05.001
- McElhinny, M., & McFadden, P. (2000). *Paleomagnetism, Continents and Oceans*. Academic Press, International Geophysics Series.
- McEnroe, S., Harrison, R., Robinson, P., Golla, U., & Jercinovic, M. (2001). Effect of fine-scale microstructures in titanohematite on the acquisition and stability of natural remanent magnetization in granulite facies metamorphic rocks, southwest Sweden: Implications for crustal magnetism. *Journal of Geophysical Research*, 106(B12), 30,523 - 30,546.
- Merrill, R., & McFadden, P. (2003). Geomagnetism. *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, 663 - 674. doi:10.1016/b0-12-227410-5/00926-1

- Monster, M., de Groot, L., & Dekkers, M. (2015). MSP-Tool: A VBA-Based Software Tool for the Analysis of Multispecimen Paleointensity Data. *Frontiers in Earth Science*, 3, 3 - 9. doi:10.3389/feart.2015.00086
- Mooser, F., Nairn, A., & Negendank, J. (1974). Paleomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63, 451-483. doi:10.1007/BF01820824
- Morales, J., Goguitchaichvili, A., & Urrutia-Fucugauchi, J. (2001). A rock-magnetix and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene. *Earth, Planets and Space*, 53(9), 893-902. doi:10.1186/bf03351686
- Néel, L. (1955). Some theoretical aspects of rock-magnetism. *Advances in Physics*, 4(14), 191 - 243. doi:10.1080/00018735500101204
- O'Reilly, W. (1984). *Rock and Mineral Magnetism*. Springer US. doi:10.1007/978-1-4684-8468-7
- Pasquale, V. (2019). Curie Temperature. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 1 - 2. doi:10.1007/978-3-030-10475-7\_109-1
- Paterson, G., Heslop, D., & Yongxin, P. (2016). The pseudo-Thellier palaeointensity method: new calibrations and uncertainty estimates. *Geophysical Journal International*(207), 1596-1608. doi:10.1093/gji/ggw349
- Radhakrishna, T., Piper, J., & Mohamed, A. (2021). Paleomagnetism, Measurement Techniques and Instrumentation. En H. Gupta, *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series* (Segunda ed., págs. 1202 - 1215). Springer, Cham. doi:10.1007/978-3-030-58631-7
- Roberts, A., Almeida, T., Church, N., Harrison, R., Heslop, D., Li, Y., . . . Zhao, X. (2017). Resolving the Origin of Pseudo-Single Domain Magnetic Behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 9534-9558. doi:10.1002/2017JB014860
- Roberts, A., Hu, P., Harrison, R., Heslop, D., Muxworthy, A., Oda, H., . . . Zhao, X. (2019). Domain State Diagnosis in Rock Magnetism: Evaluation of Potential Alternatives to the Day Diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 5286-5314. doi:10.1029/2018JB017049
- Roberts, P., & King, E. (2013). On the genesis of the Earth's magnetism. *Reports on Progress in Physics. Physical Society (Great Britain)*, 76, 096801. doi:10.1088/0034-4885/76/9/096801
- Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L., & García-Amador, B. (2023). Paleomagnetism, rock magnetism and age determination of effusive and explosive Holocene volcanism in the Momotombo-Managua-Masaya region, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi:10.1016/j.jvolgeores.2023.107792
- Rodríguez-Trejo, A., Alva-Valdivia, L., Perrin, M., Hervé, G., & López-Valdés, N. (2019). Analysis of geomagnetic secular variation for the last 1.5 Ma recorded by volcanic rocks of the Trans Mexican Volcanic Belt: new data from Sierra de Chichinautzin, Mexico. *Geophysical Journal International*, 219, 594-606. doi:10.1093/gji/ggz310
- Runcorn, S. (470 - 497). Magnetization of Rocks. En J. Bartels, *Geophysics I. Encyclopedia of Physics*. Berlin: Springer. doi:10.1007/978-3-642-45855-2\_14
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2003). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology*, 1997-226.

- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletine of Volcanology*, 203-225. doi:10.1007/s00445-003-0304-z
- Slater, J. (1936). The Ferromagnetism of Nickel. *Physical Review*, 49(7), 537-545. doi:10.1103/physrev.49.537
- Soffel, H., & Appel, E. (1982). Domain structure of small synthetic titanomagnetite particles and experiments with IRM and TRM. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 348-355. doi:10.1016/0031-9201(82)90042-5
- Sprain, C., Feinberg, J., Renne, P., & Jackson, M. (2016). Importance of titanohematite in detrital remanent magnetizations of strata spanning the Cretaceous-Paleogene boundary, Hell Creek region, Montana. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 660 - 678. doi:10.1002/2015GC006191
- Stixrude, L., Wasserman, E., & Cohen, R. (1997). Composition and temperature of Earth's inner core. *Journal of Geophysical Research*, 102(B11), 24724-24739. doi:10.1029/97JB02125
- Tang, D., & Pai, C. (2020). *Magnetic Memory Technology*. IEEE Press. doi:10.1002/9781119562269
- Tauxe, L. (2003). *Paleomagnetic Principles and Practice*. Springer Dordrecht. doi:10.1007/0-306-48128-6
- Tauxe, L., Banerjee, S., Butler, R., & van der Voo, R. (2018). *Essentials of Paleomagnetism: Fifth Web Edition* (5ta Edición Web ed.). Obtenido de <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/#x1-140002>
- Tauxe, L., Bertram, H., & Seberino, C. (2002). Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modeling of the particle magnetite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(10). doi:10.1029/2001GC000241
- Tauxe, L., Mullender, T., & T. Pick. (1996). Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, 101(B1), 571-583. doi:10.1029/95JB03041
- Tauxe, L., Steindorf, J., & Harris, A. (2006). Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3-4), 515 - 529. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.003
- Thellier, E., & Thellier, O. (1959). Sur l' intensité du champ magnetique terrestre dam le paseé historique et géologique. *Annales Geophysicae*, 15, 285-376.
- Urrutia-Fucugauchi, J., & Martin del Pozzo, A. (1993). Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 32, 523-533.
- Vonsovsky, S. (1975). *Magnetism of Elementary Particles*. Mir Publishers.
- Williams, W., & Dunlop, D. (1995). Simulation of magnetic hysteresis in pseudo-single-domain grains of magnetite. *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 3859-3871. doi:10.1029/94JB02878
- Yu, Y., & Tauxe, L. (2006). Acquisition of viscous remanent magnetization. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 159(1-2), 32 - 42. doi:10.1016/j.pepi.2006.05.002

## **11. Apéndice A**

### **12. Datos de susceptibilidad magnética correspondientes a los resultados obtenidos en el laboratorio**



<b>Muestra</b>	<b>Susceptibilidad (X10<sup>-3</sup>)</b>	<b>Muestra</b>	<b>Susceptibilidad (x10<sup>-3</sup>)</b>
PC1-01A	11.23	PC1-15C	6.57
PC1-01Z	10.40	PC1-15Z	5.91
PC1-02A	9.05	PC2-01A	2.17
PC1-02B	9.37	PC2-01B	2.48
PC1-02Z	9.41	PC2-01C	2.32
PC1-03A	2.90	PC2-01Z	2.50
PC1-03B	3.19	PC2-02A	4.25
PC1-03Z	3.51	PC2-02B	4.12
PC1-04A	5.33	PC2-02C	3.80
PC1-04B	6.14	PC2-02Z	3.50
PC1-04Z	5.45	PC2-03A	5.23
PC1-05A	5.19	PC2-03B	4.74
PC1-05B	5.40	PC2-03C	3.97
PC1-05Z	4.76	PC2-03Z	4.02
PC1-06A	5.25	PC2-04A	5.99
PC1-06Z	5.10	PC2-04B	4.31
PC1-07A	3.08	PC2-04C	4.62
PC1-07B	3.53	PC2-04Z	4.63
PC1-07Z	4.18	PC2-05A	3.48
PC1-08A	3.20	PC2-05B	3.70
PC1-08B	4.48	PC2-05Z	3.92
PC1-08Z	4.31	PC2-06A	4.31
PC1-09A	5.52	PC2-06B	3.44
PC1-09B	5.42	PC2-06C	3.92
PC1-09Z	5.62	PC2-06Z	4.01
PC1-10A	2.22	PC2-07A	5.05
PC1-10B	2.16	PC2-07B	4.56
PC1-10Z	2.24	PC2-07Z	4.35
PC1-11A	6.82	PC2-08A	8.04
PC1-11B	7.25	PC2-08B	4.34
PC1-11C	6.35	PC2-08C	3.71
PC1-11Z	6.57	PC2-08Z	3.68
PC1-12A	5.10	PC2-09A	3.11
PC1-12B	6.08	PC2-09B	3.03
PC1-12Z	5.69	PC2-09Z	2.99
PC1-13	5.72	PC2-10A	10.30
PC1-13A	5.23	PC2-10B	11.33
PC1-13Z	5.42	PC2-10Z	11.88
PC1-14A	6.13	PC2-11A	11.72
PC1-14B	6.89	PC2-11B	13.33
PC1-14Z	5.36	PC2-11C	12.09
PC1-15A	5.81	PC2-11Z	11.14
PC1-15B	5.23	PC2-12A	5.20

<b>Muestra</b>	<b>Susceptibilidad (X10<sup>-3</sup>)</b>	<b>Muestra</b>	<b>Susceptibilidad (X10<sup>-3</sup>)</b>
PC2-12B	4.42	PC3-09C	2.71
PC2-12C	4.55	PC3-09Z	2.72
PC2-12Z	4.66	PC3-10A	2.40
PC2-13A	2.34	PC3-10B	2.47
PC2-13B	2.49	PC3-10C	2.54
PC2-13C	2.18	PC3-10Z	2.44
PC2-13Z	2.51	PC3-11A	3.76
PC2-14A	4.30	PC3-11B	3.97
PC2-14B	4.41	PC3-11C	4.29
PC2-14C	4.53	PC3-12A	4.20
PC2-14Z	4.64	PC3-12B	4.02
PC3-01A	9.09	PC3-12Z	4.28
PC3-01B	9.26	PG1-01A	2.63
PC3-01C	7.88	PG1-01Z	2.57
PC3-01Z	7.75	PG1-02A	2.45
PC3-02A	2.65	PG1-02Z	2.53
PC3-02B	2.64	PG1-03A	1.88
PC3-02Z	2.80	PG1-03Z	1.94
PC3-03A	4.66	PG1-04A	2.96
PC3-03B	4.00	PG1-04B	2.78
PC3-03C	4.07	PG1-04Z	2.99
PC3-03Z	4.03	PG1-05A	2.27
PC3-04A	2.72	PG1-05B	2.40
PC3-04B	2.78	PG1-05Z	2.33
PC3-04C	2.94	PG1-06A	2.77
PC3-04Z	2.83	PG1-06Z	2.79
PC3-05A	4.03	PG1-07A	2.85
PC3-05B	3.26	PG1-07B	2.44
PC3-05C	3.86	PG1-08A	3.21
PC3-05Z	3.52	PG1-08Z	3.08
PC3-06A	10.42	PG1-09A	2.67
PC3-06B	8.15	PG1-09Z	2.92
PC3-06C	5.61	PG1-10A	2.70
PC3-06Z	3.98	PG1-10B	2.44
PC3-07A	11.39	PG1-10Z	2.49
PC3-07B	8.38	PG1-11A	1.99
PC3-07C	6.01	PG1-11B	2.56
PC3-07Z	6.66	PG1-11Z	2.50
PC3-08A	2.70	PG1-12A	4.28
PC3-08B	2.87	PG1-12B	4.66
PC3-08C	2.97	PG1-12C	4.56
PC3-08Z	3.33	PG1-12Z	4.48
PC3-09A	4.96	PG1-13A	3.20
PC3-09B	3.01		

<b>Muestra</b>	<b>Susceptibilidad (X10<sup>-3</sup>)</b>
PG1-13B	3.04
PG1-13C	2.85
PG1-13Z	2.77
PV1-01A	7.00
PV1-01B	3.46
PV1-01Z	3.35
PV1-02AZ	3.98
PV1-03A	4.05
PV1-03Z	3.81
PV1-04A	3.78
PV1-04B	3.56
PV1-04Z	3.63
PV1-05A	4.26
PV1-05Z	3.91
PV1-06A	3.10
PV1-06B	3.27
PV1-06Z	3.20
PV1-07A	4.73
PV1-07B	4.48
PV1-07C	4.82
PV1-07Z	4.14
PV1-08A	5.33
PV1-08B	4.68
PV1-08Z	4.86
PV1-09A	4.96
PV1-09Z	5.31
PV1-10A	4.81
PV1-10B	4.70
PV1-10C	4.71
PV1-10Z	5.01
PV1-11A	4.81
PV1-11B	4.84
PV1-11C	5.08
PV1-11Z	4.66

13.

14.

15.

16.

17.

18.

19.

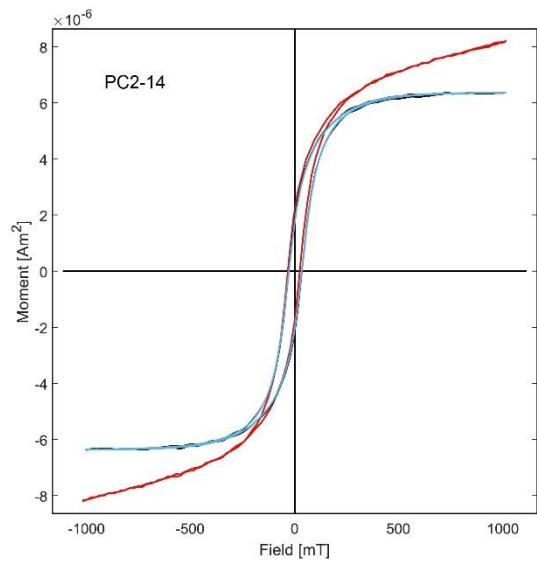
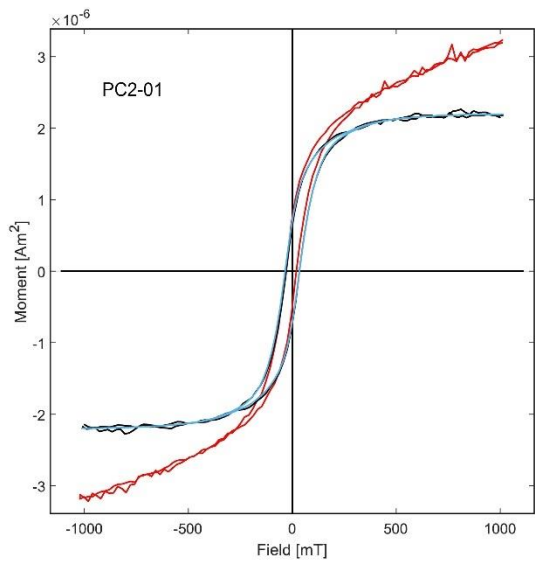
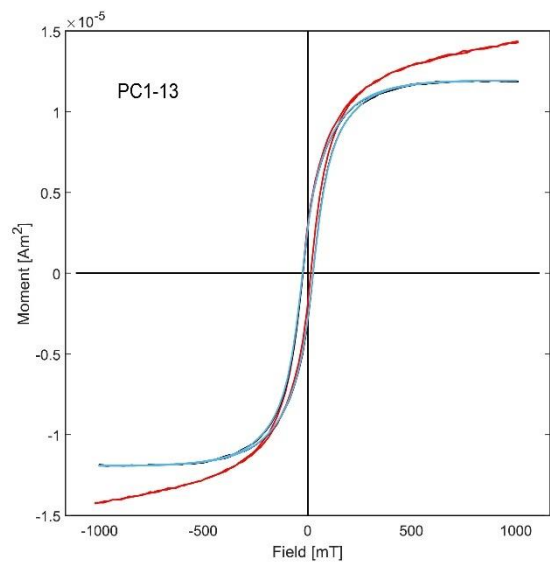
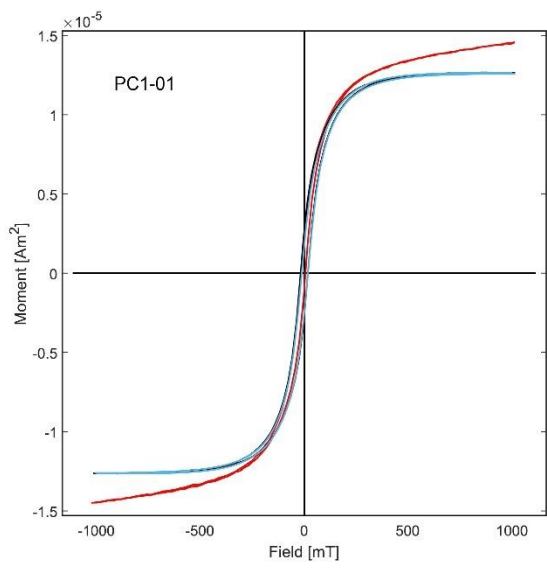
20.

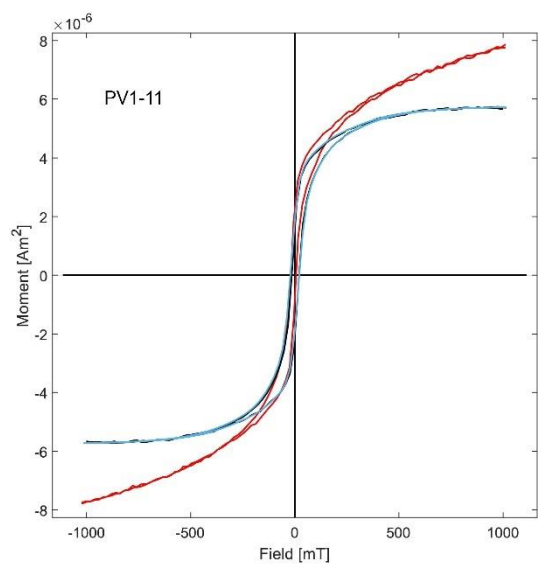
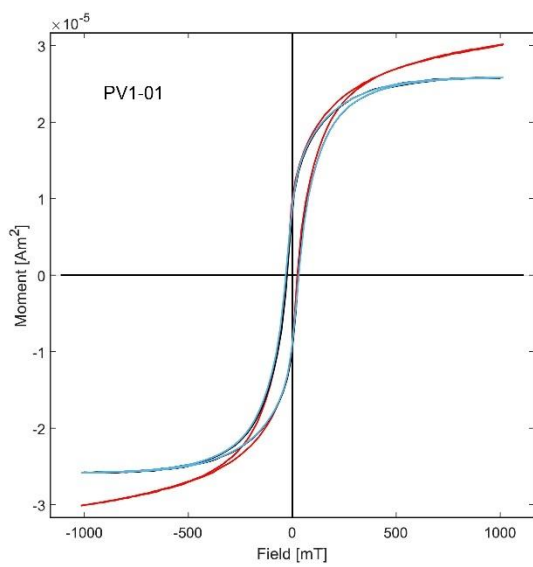
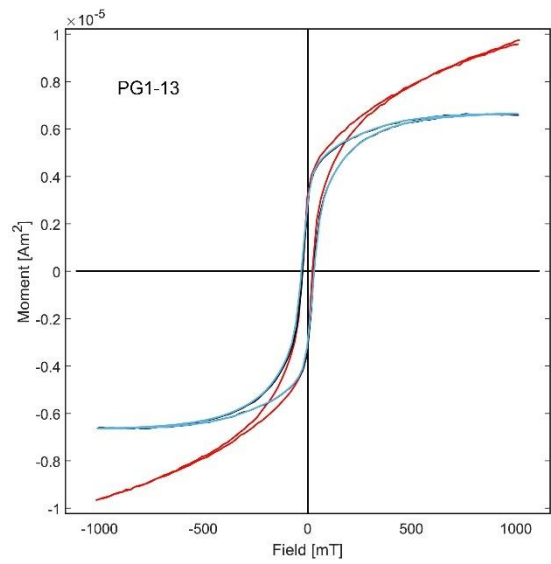
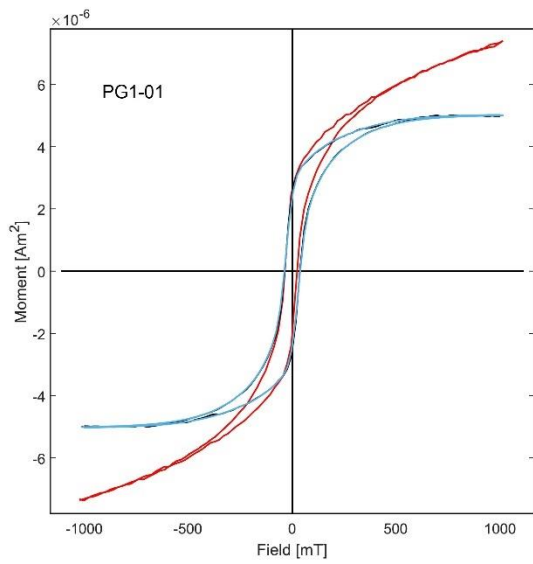
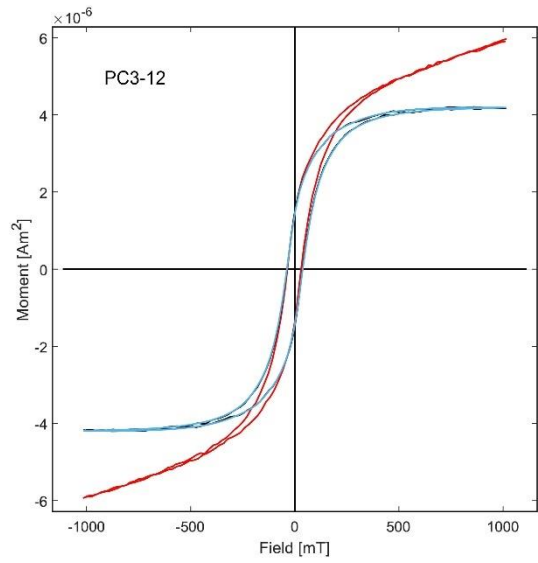
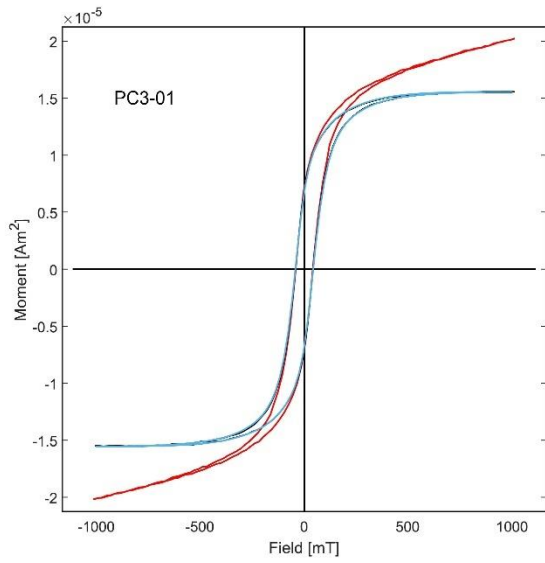
21.

22.

### **23. Apéndice B**

### **24. Curvas de histéresis de las muestras de lava del volcán El Pelado**





25.

26.

27.

28.

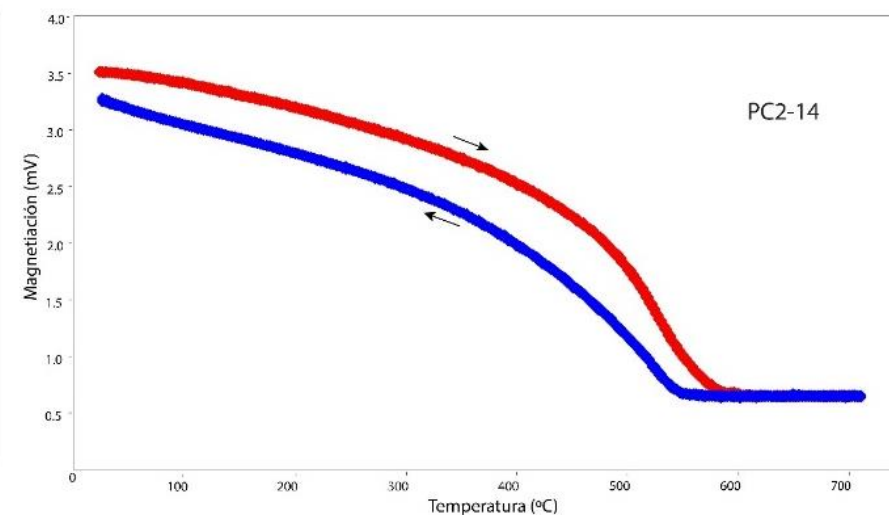
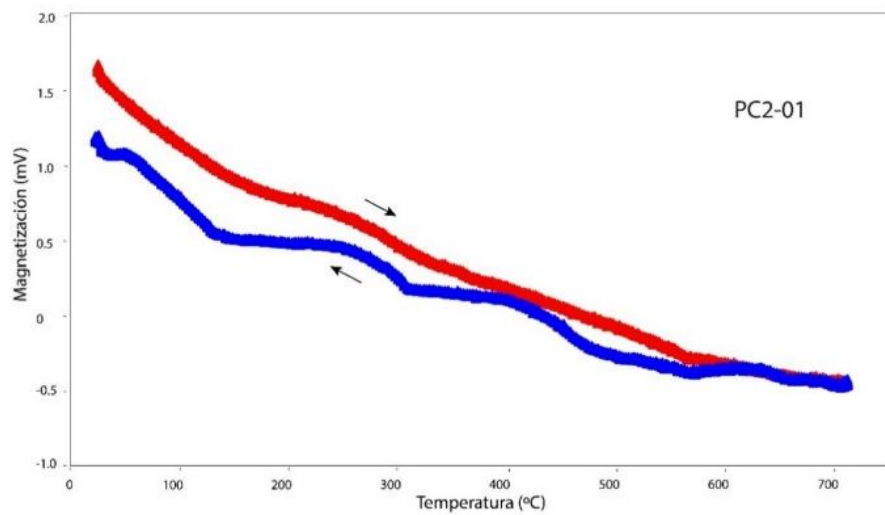
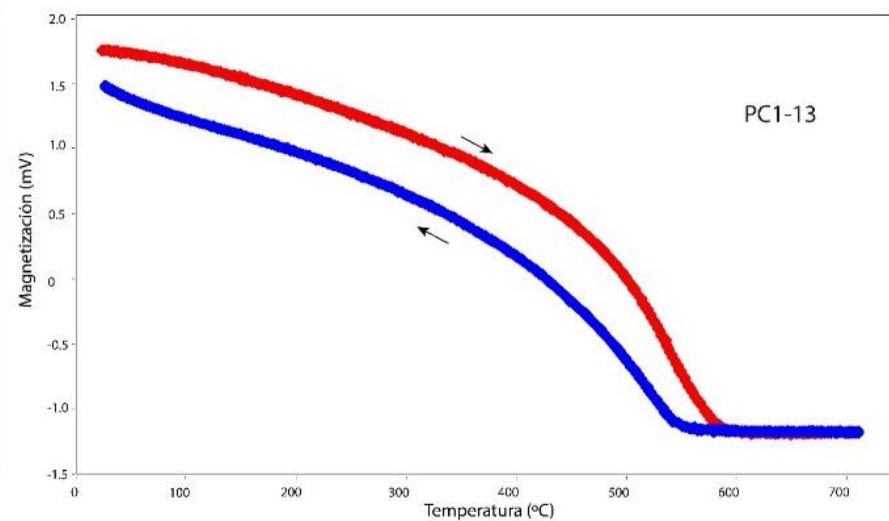
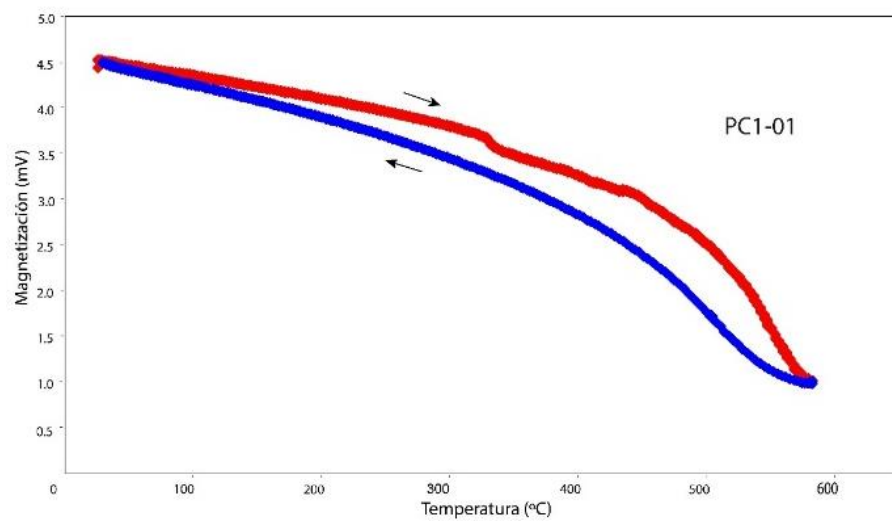
29.

30.

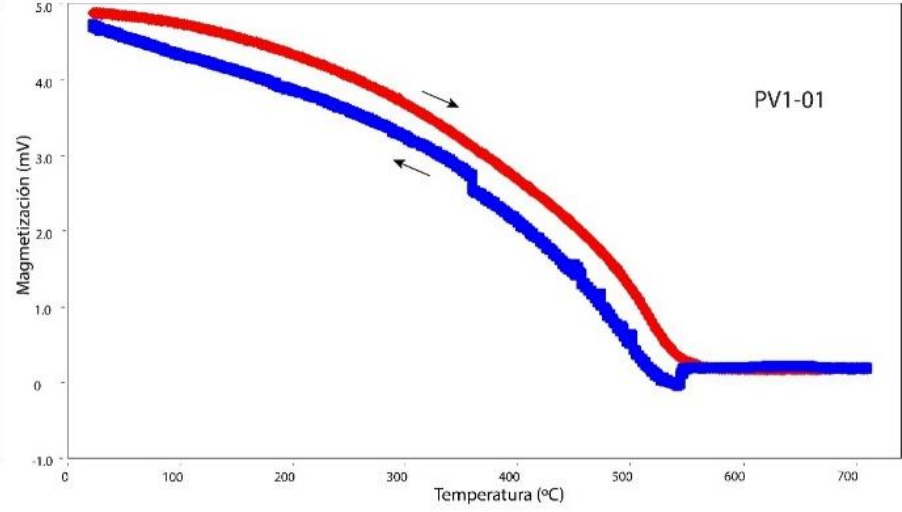
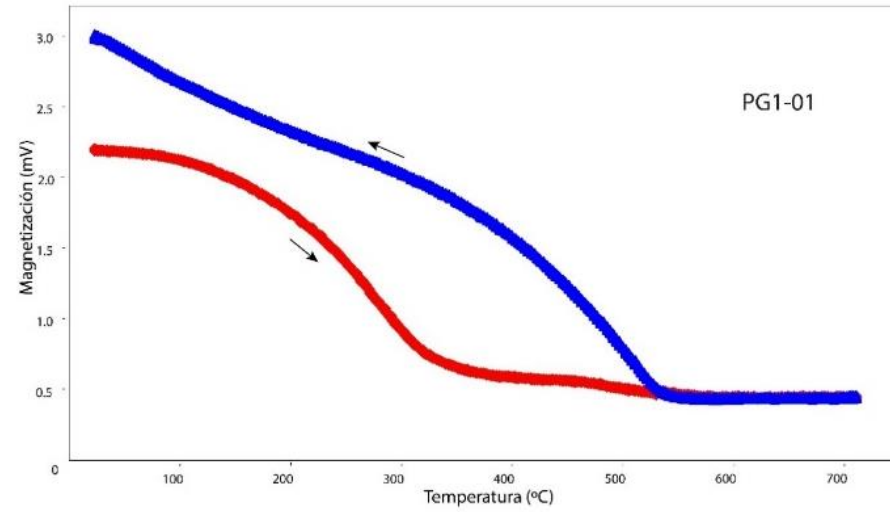
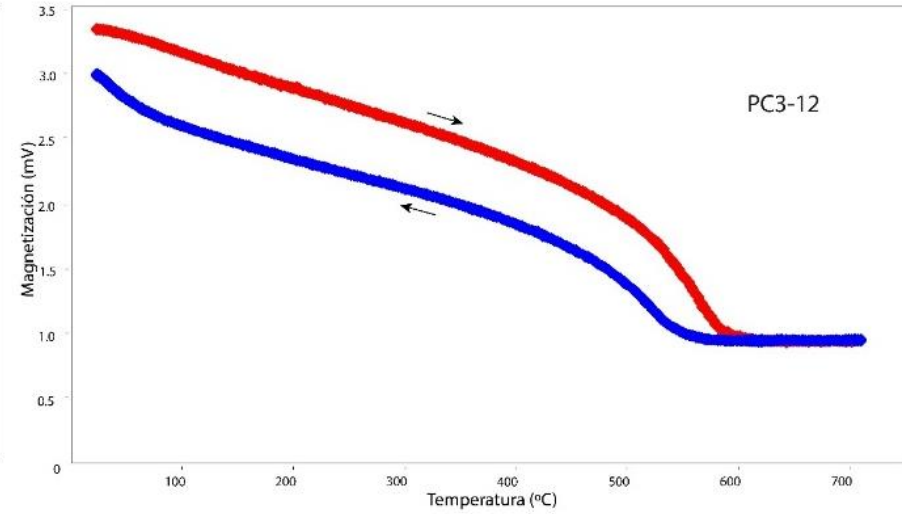
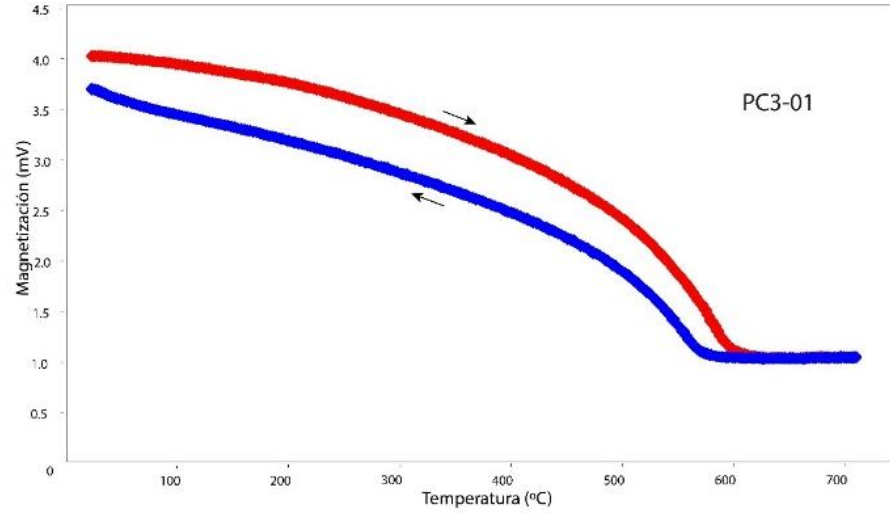
### **31. Apéndice C**

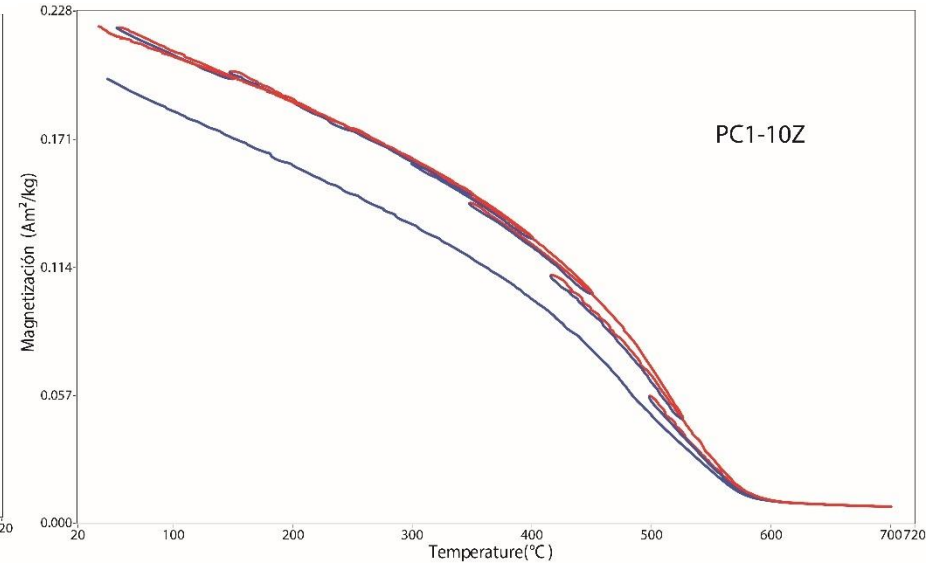
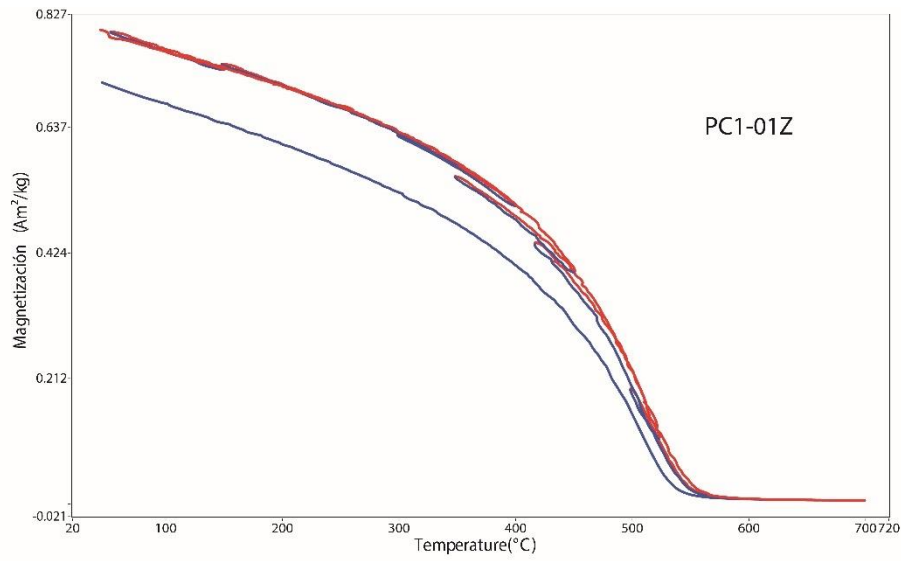
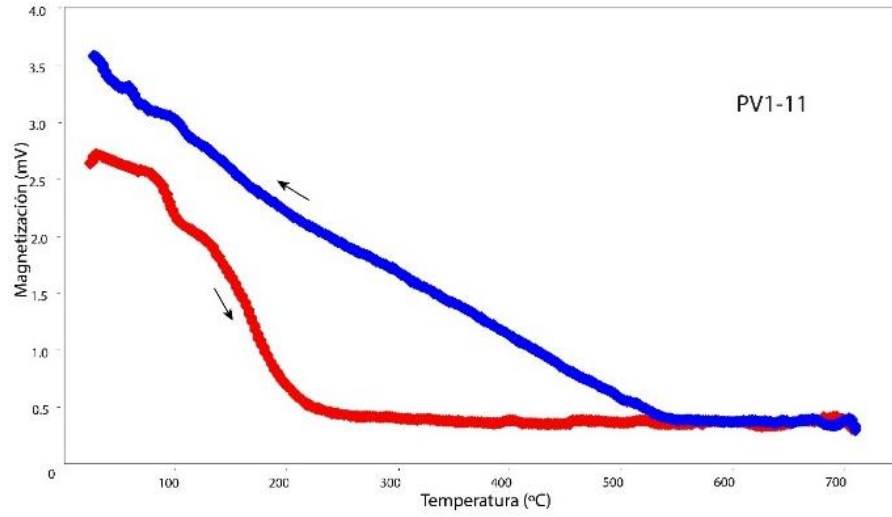
### **32. Curvas termomagnéticas de un ciclo y de multi-ciclo de las muestras de lava del volcán El Pelado**

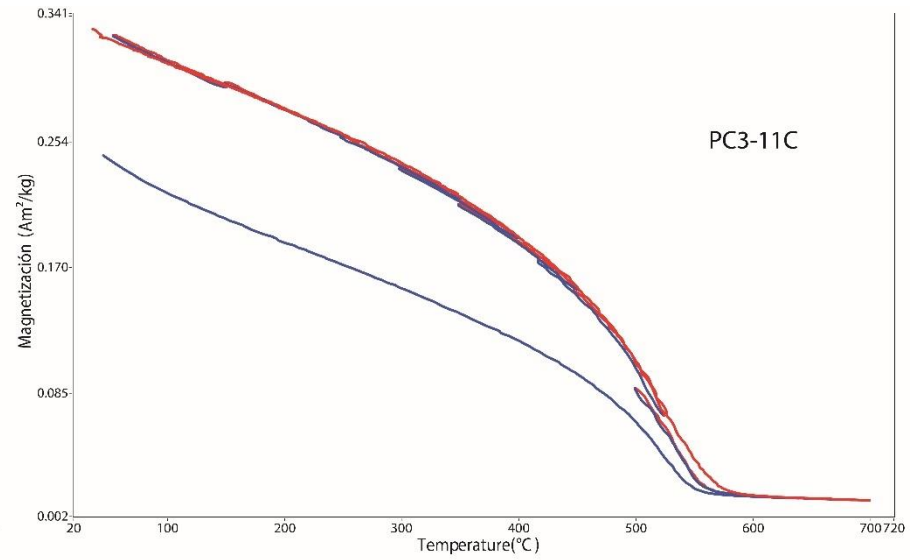
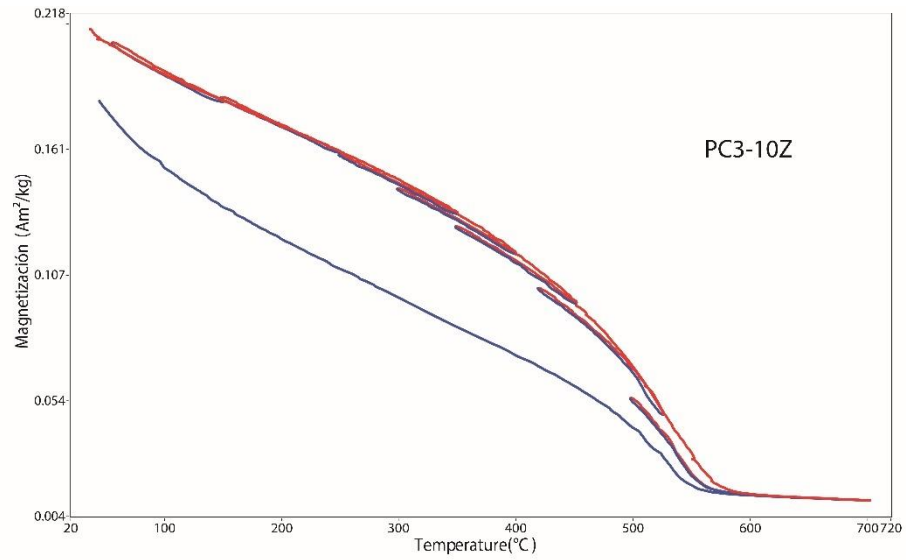
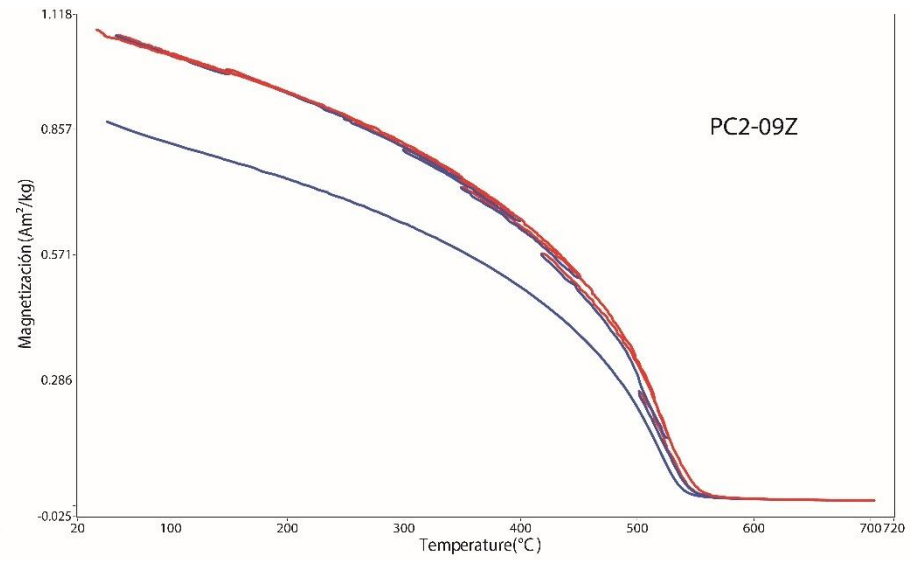
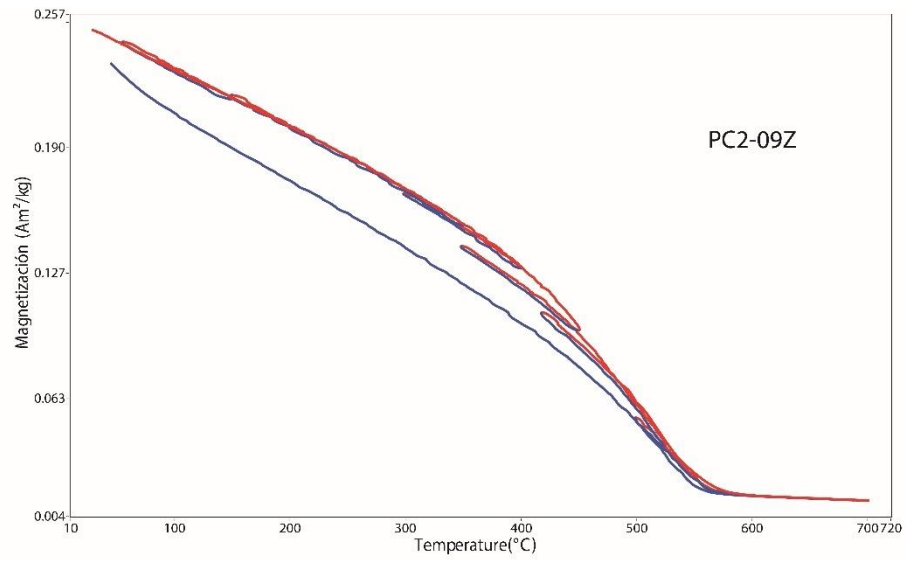
33.

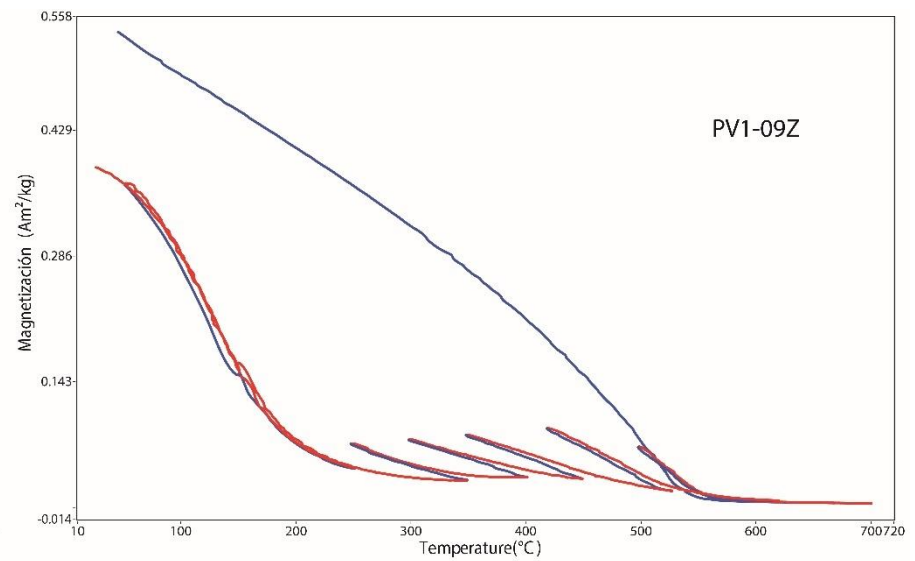
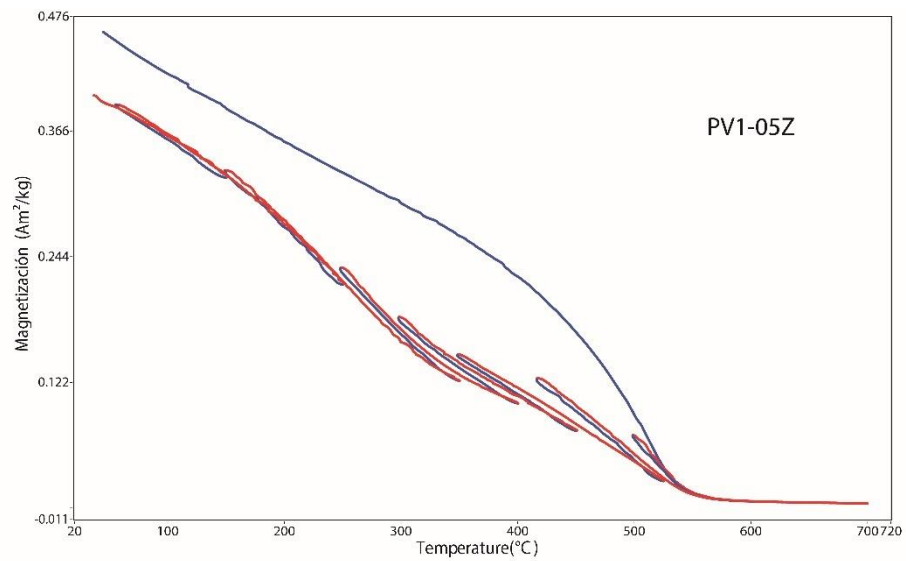
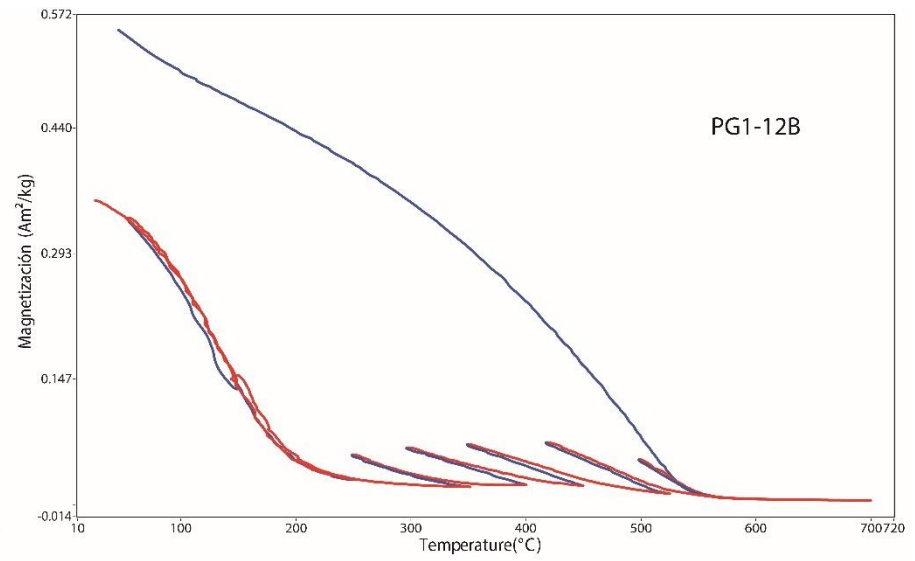
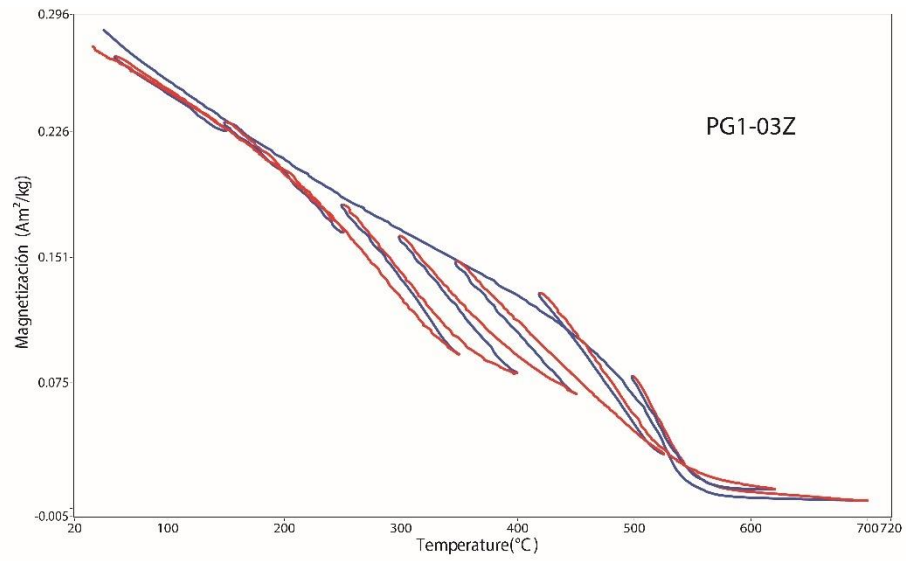












**34.**

**35.**

**36.**

**37.**

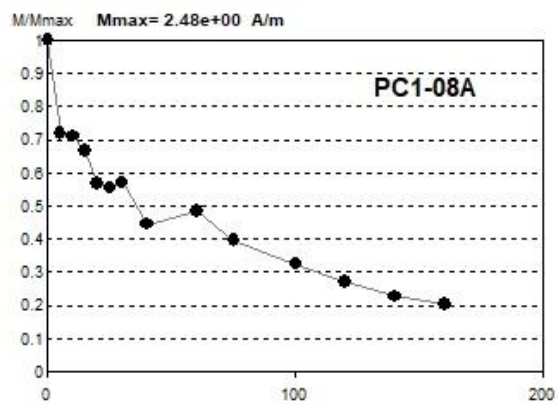
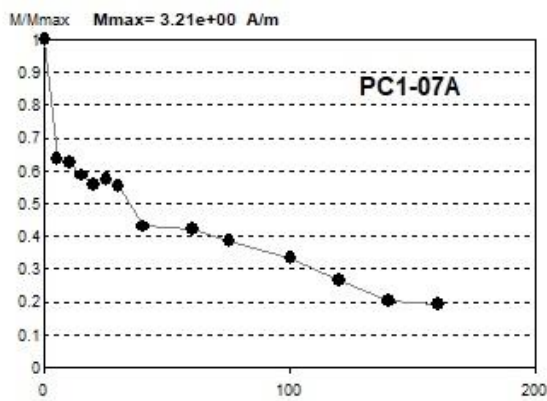
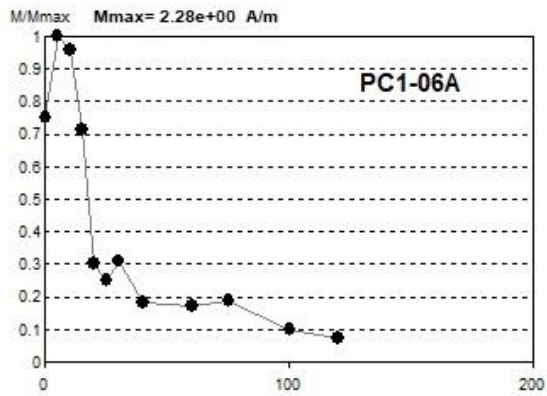
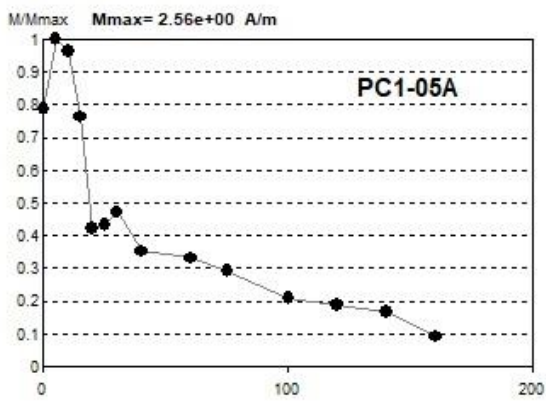
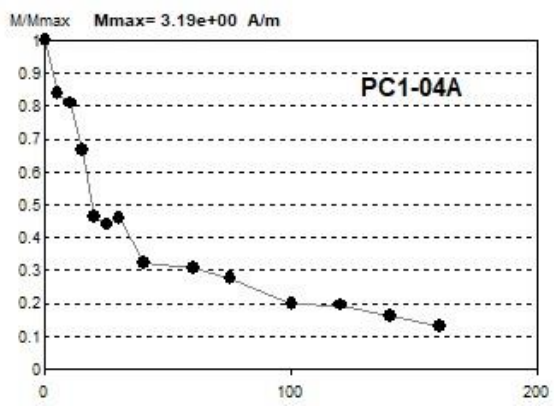
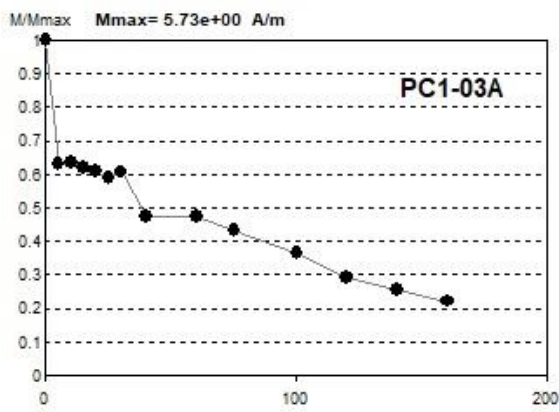
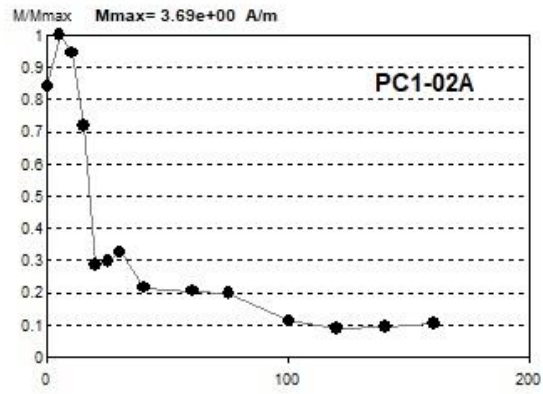
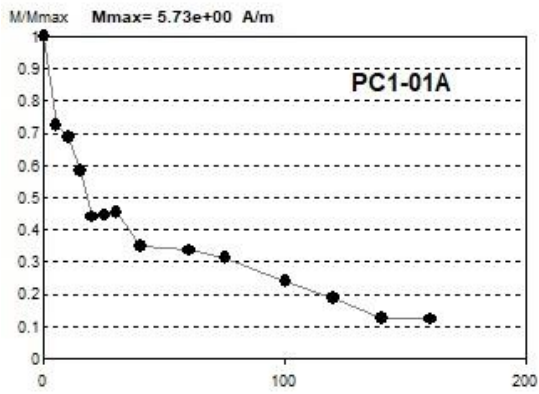
**38.**

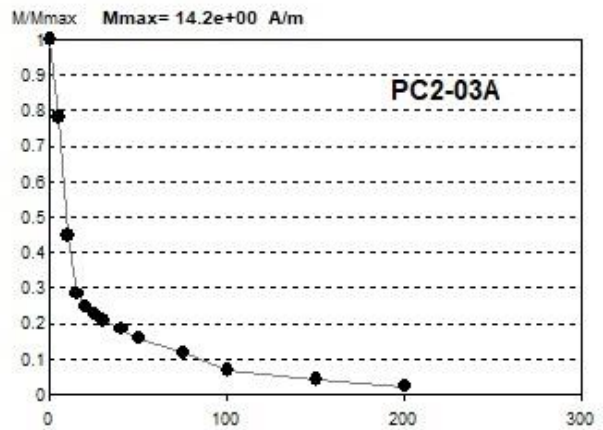
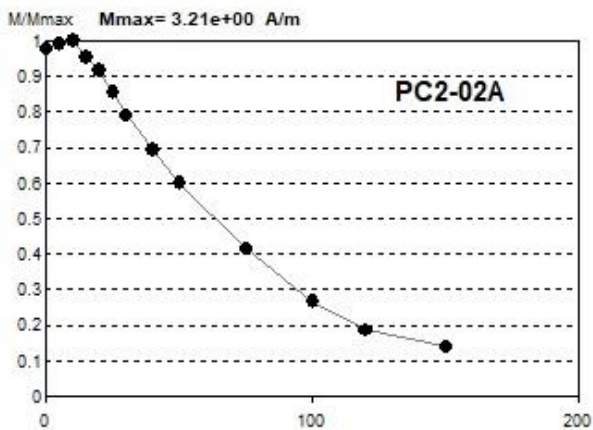
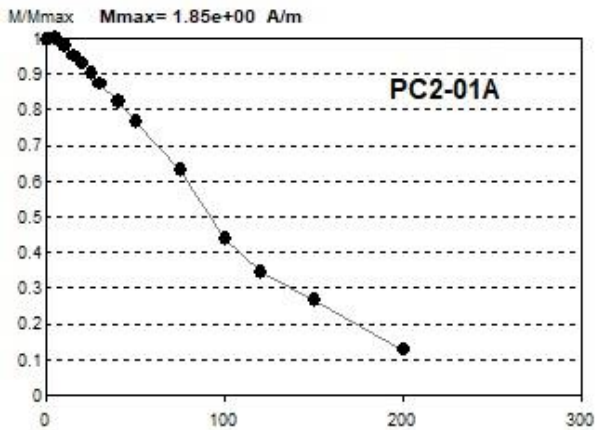
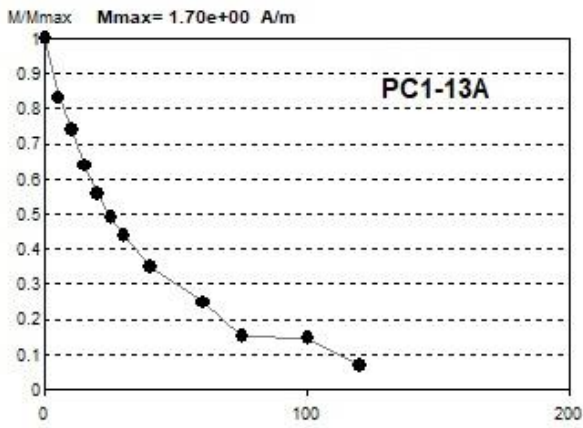
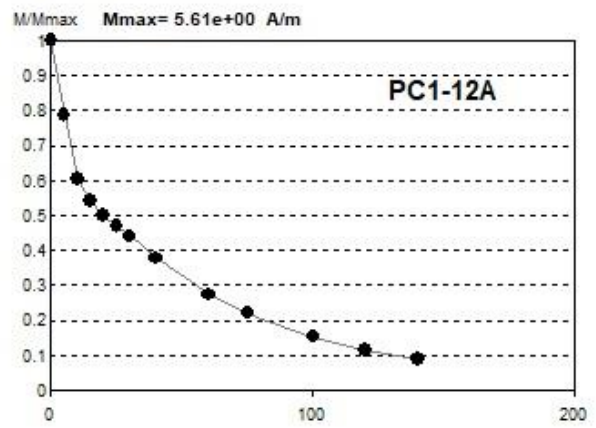
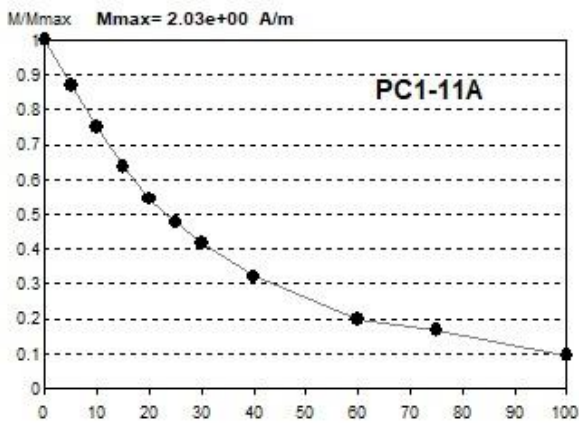
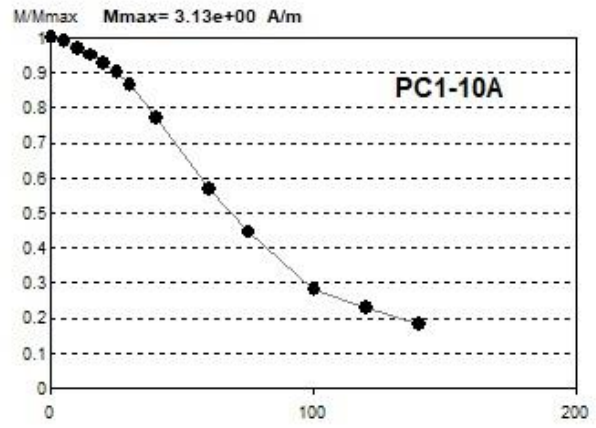
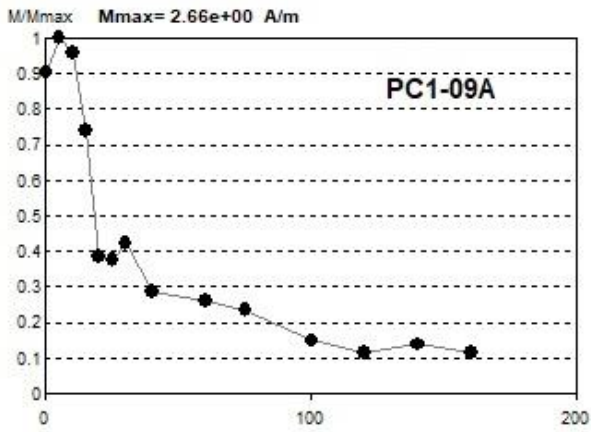
**39.**

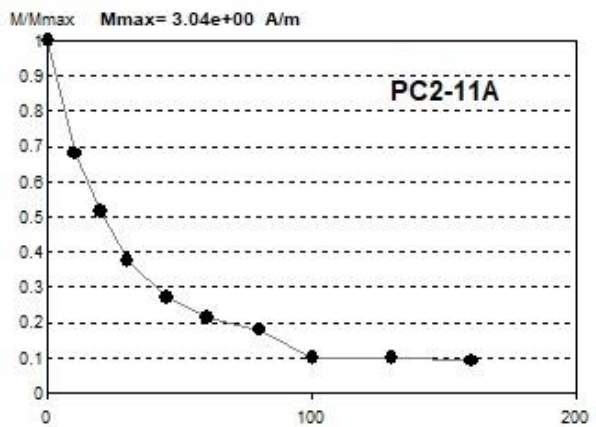
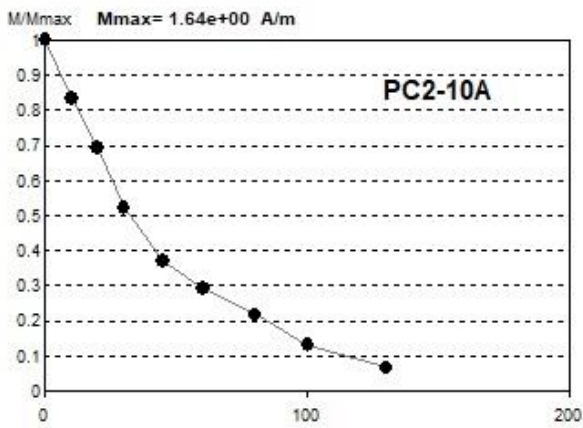
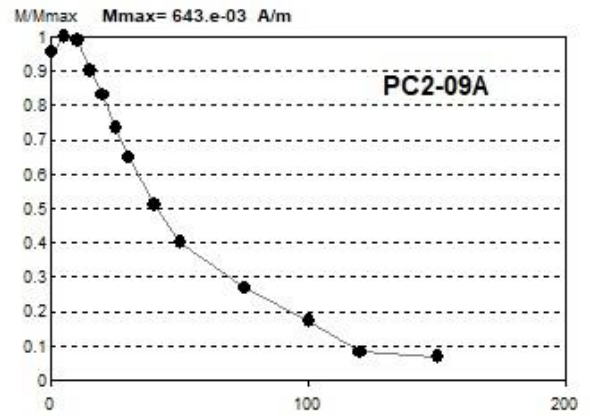
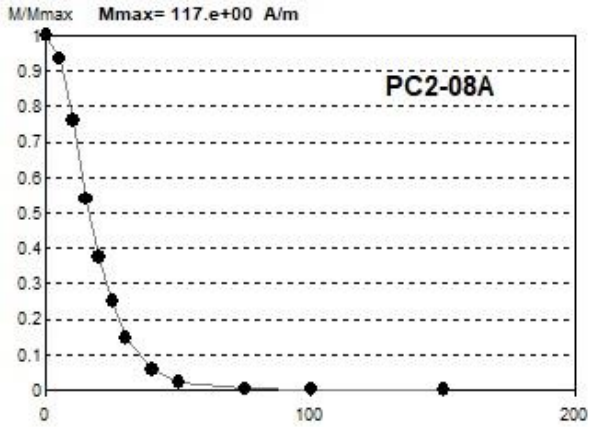
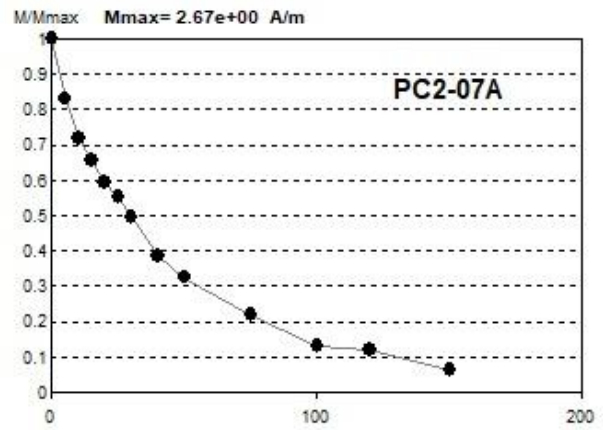
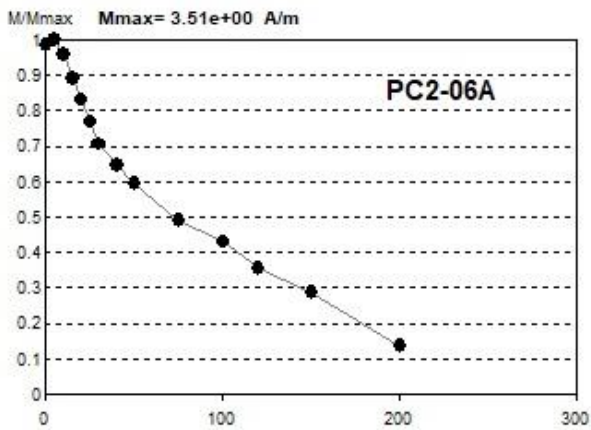
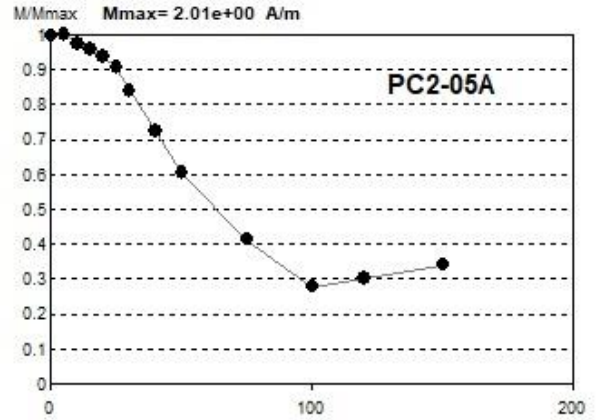
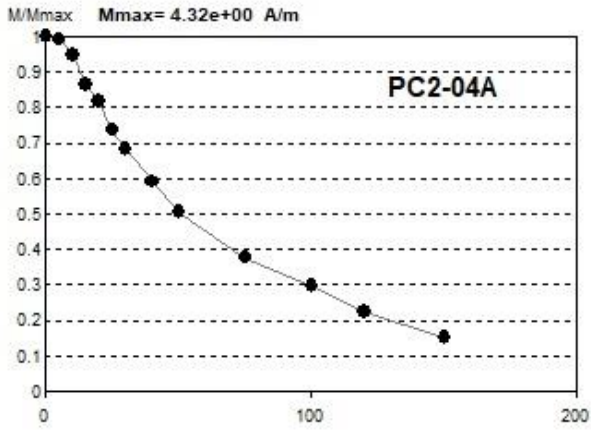
#### **40. Apéndice D**

### **41. Curvas de desmagnetización por el Método de Campos Alternos (AFD) de las muestras del volcán El Pelado**

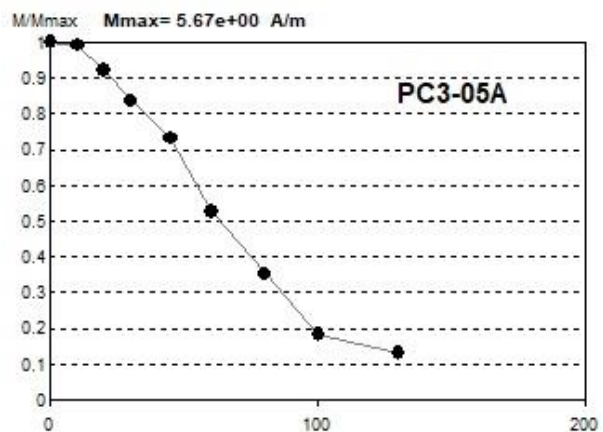
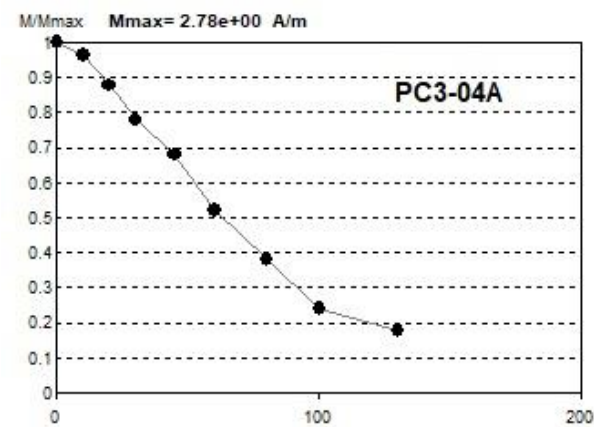
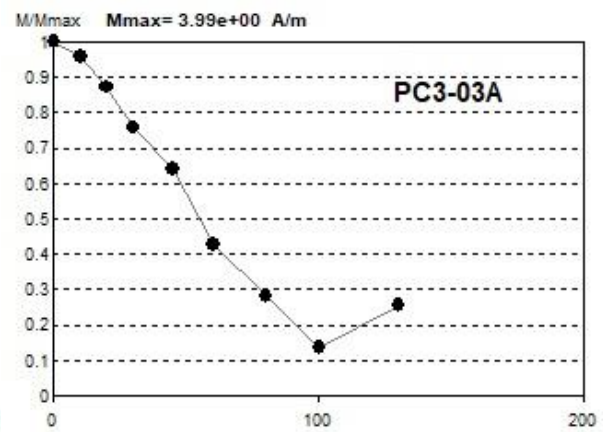
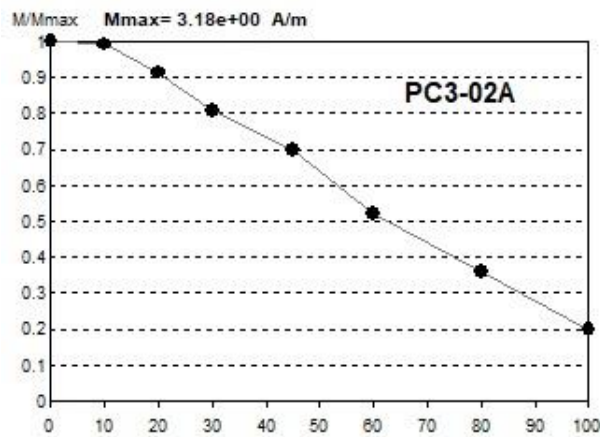
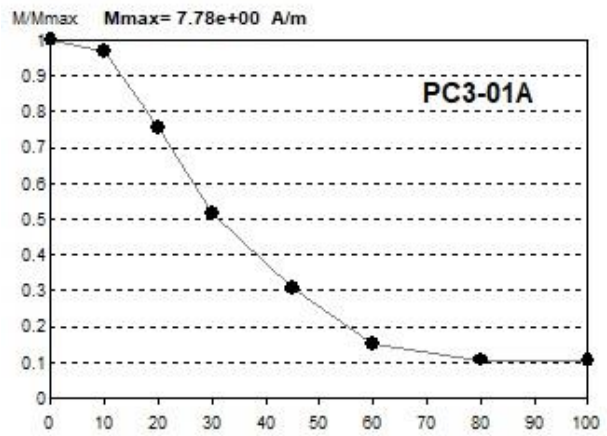
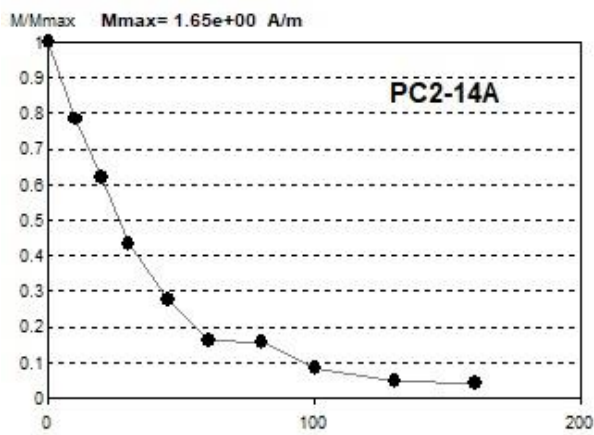
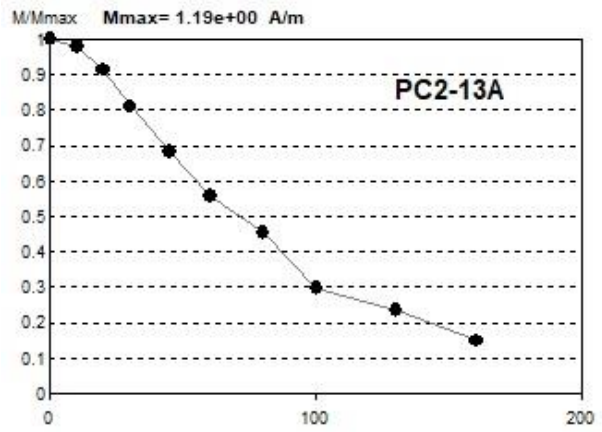
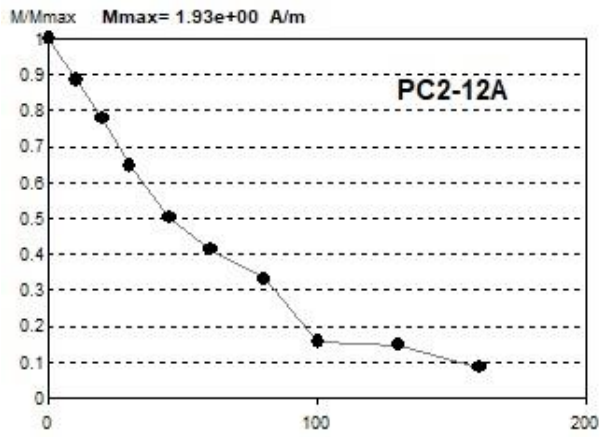
42.

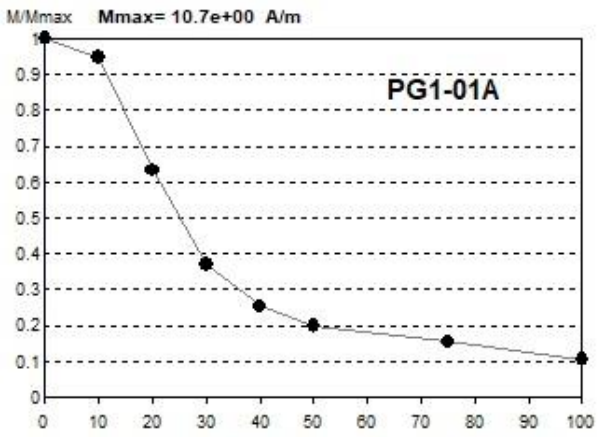
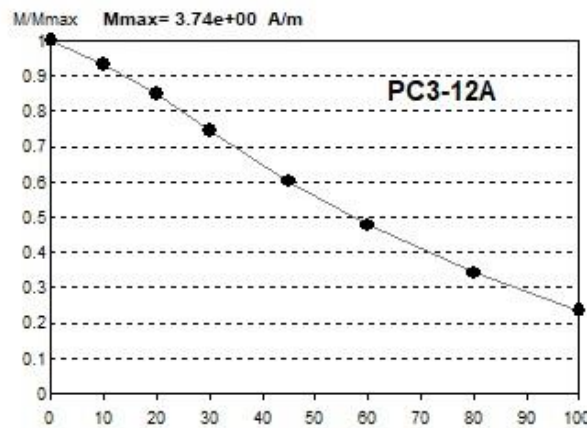
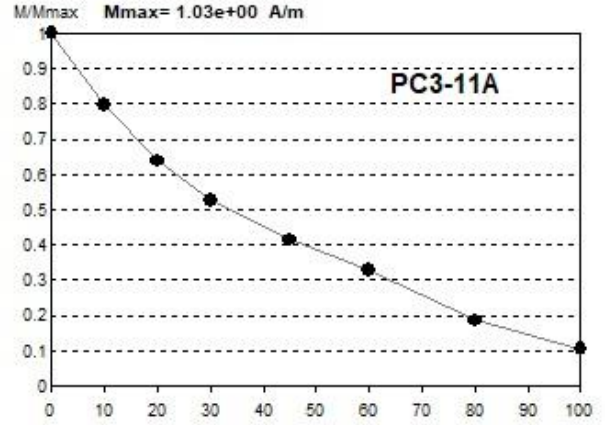
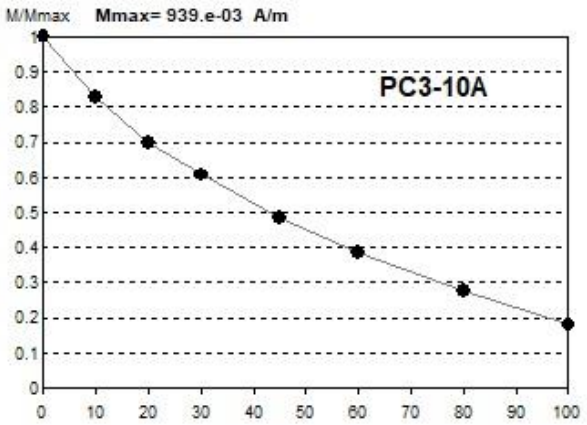
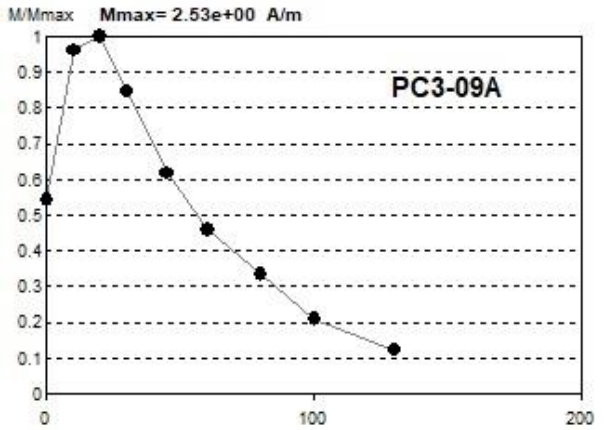
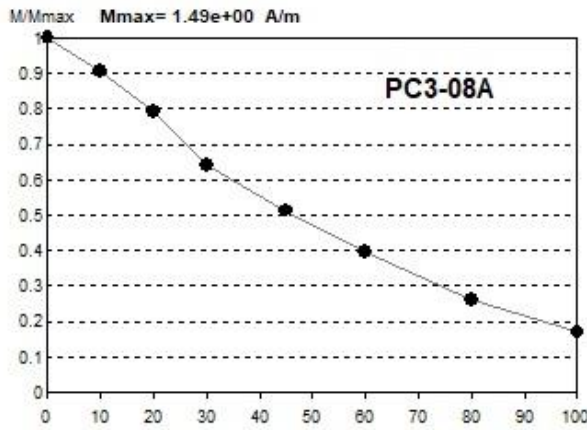
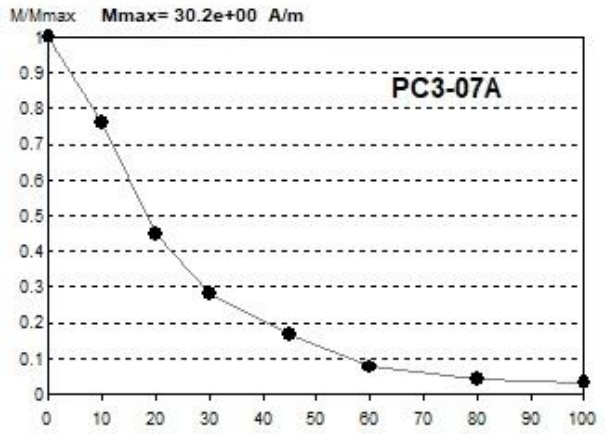
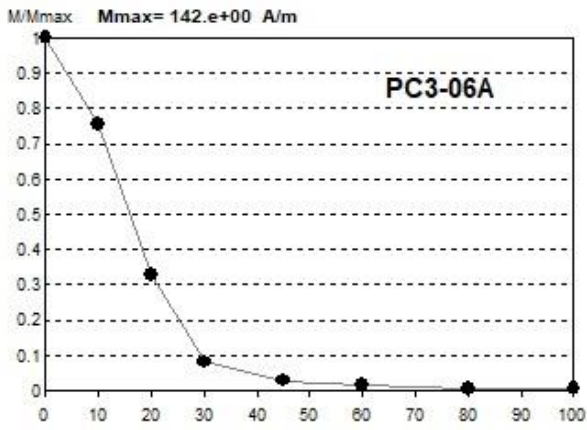


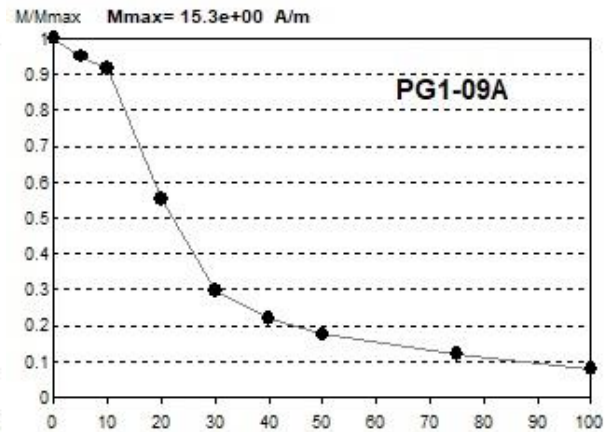
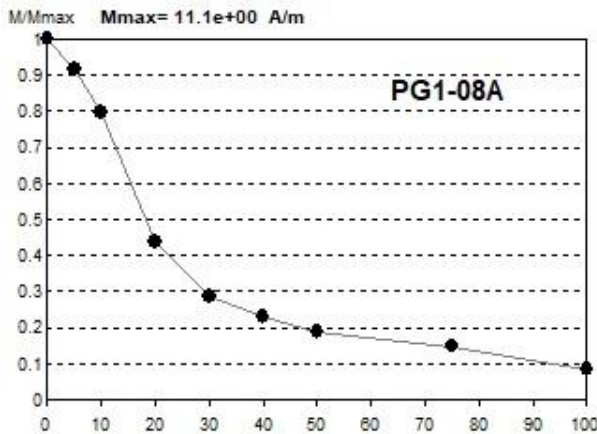
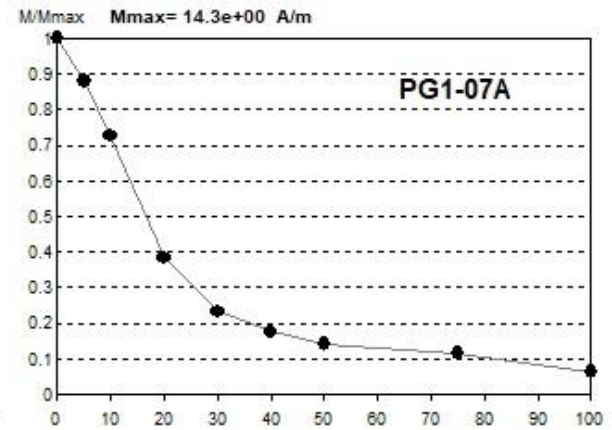
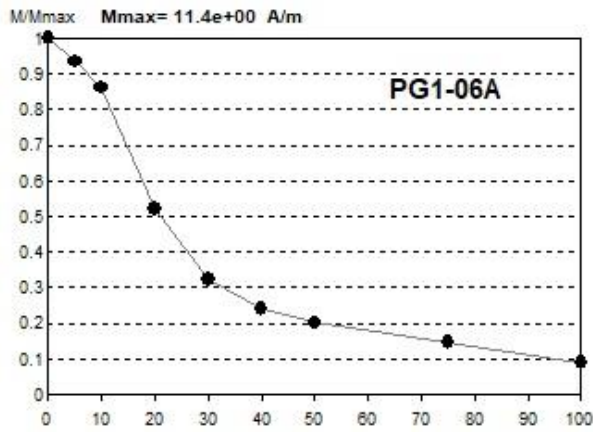
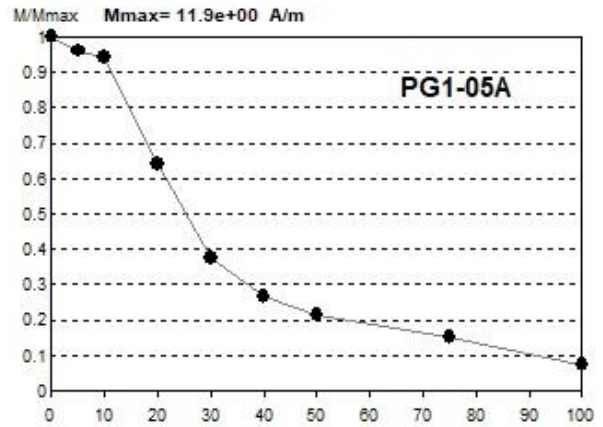
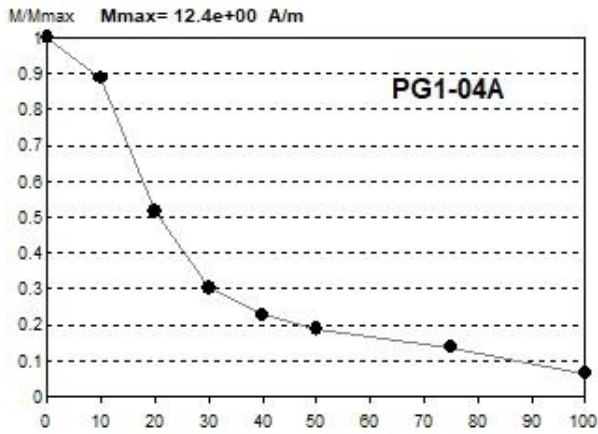
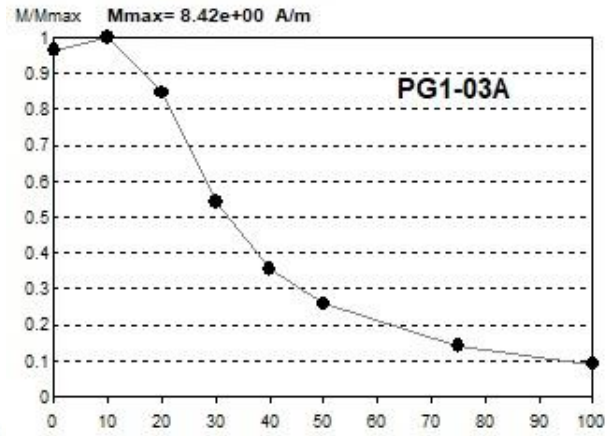
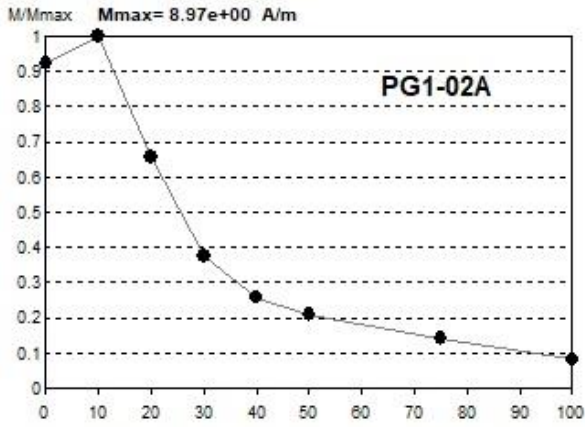


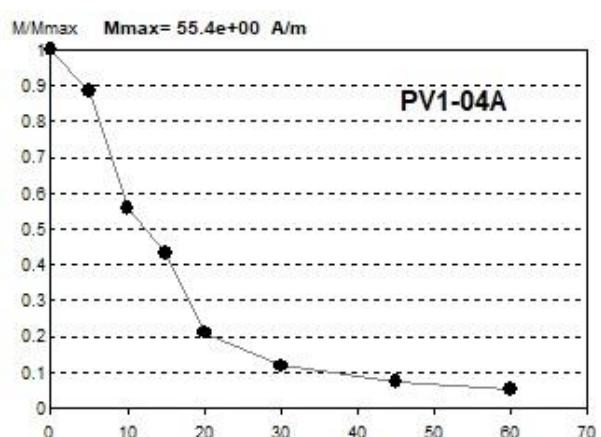
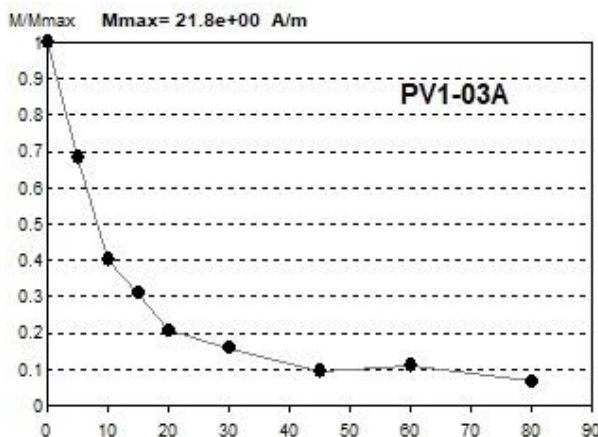
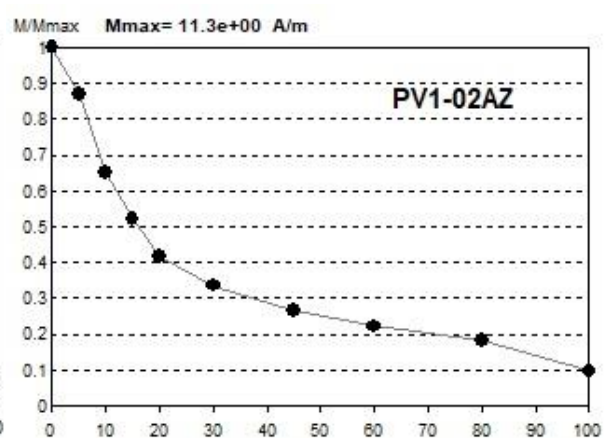
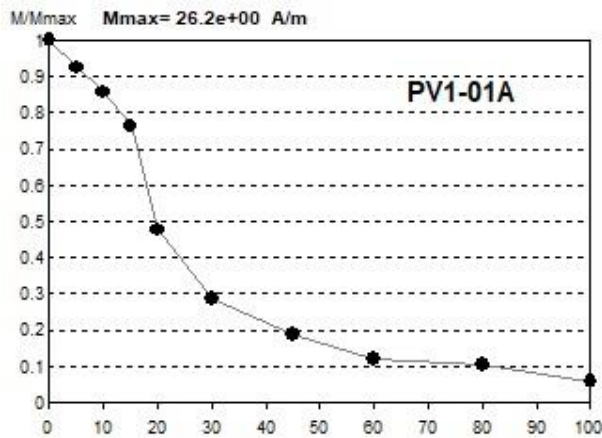
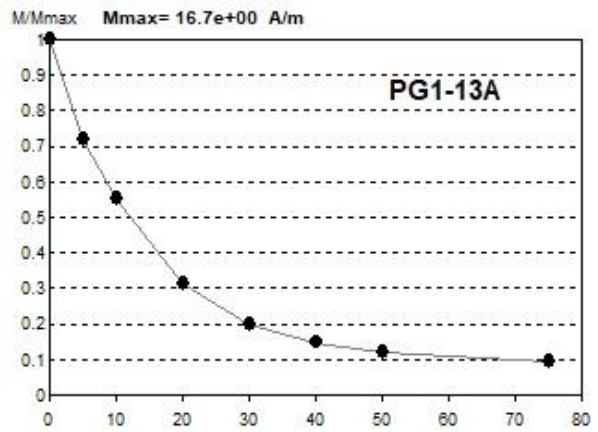
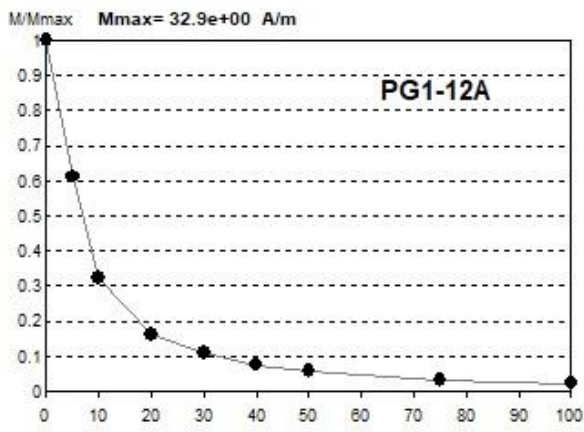
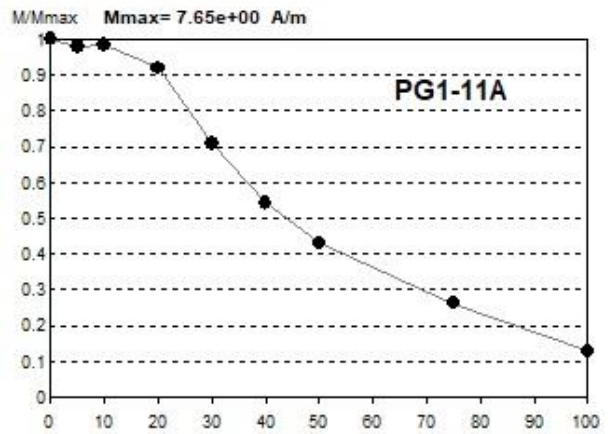
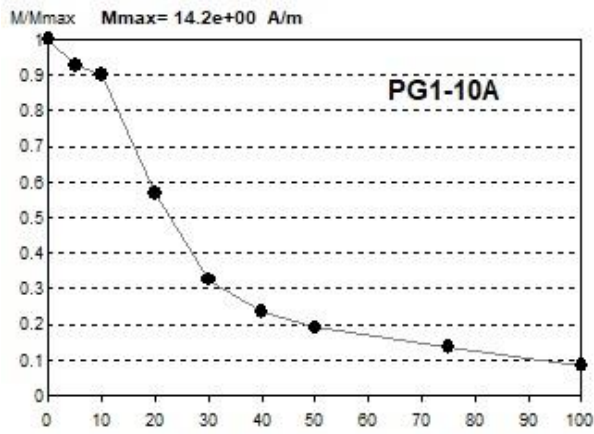


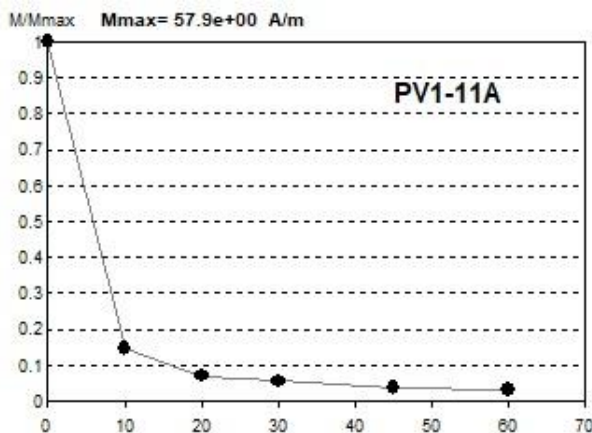
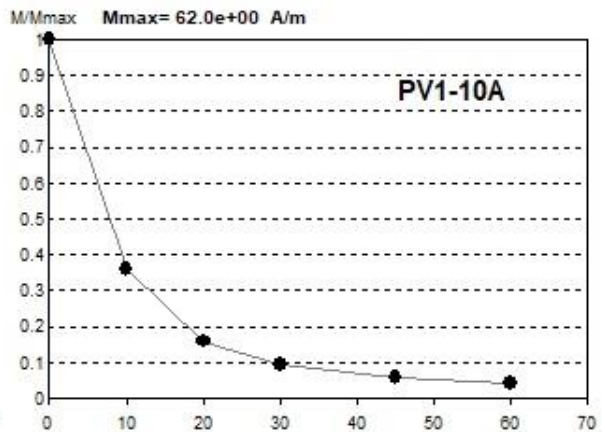
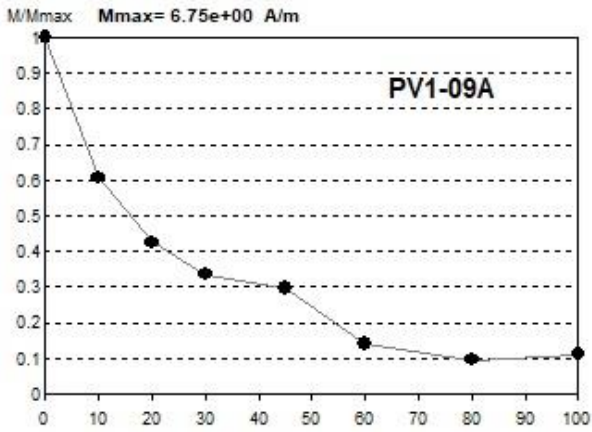
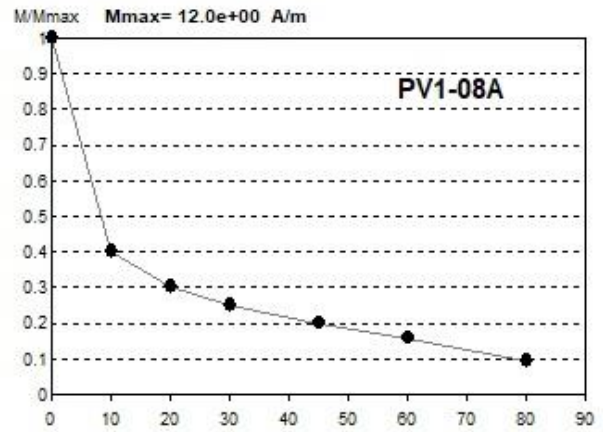
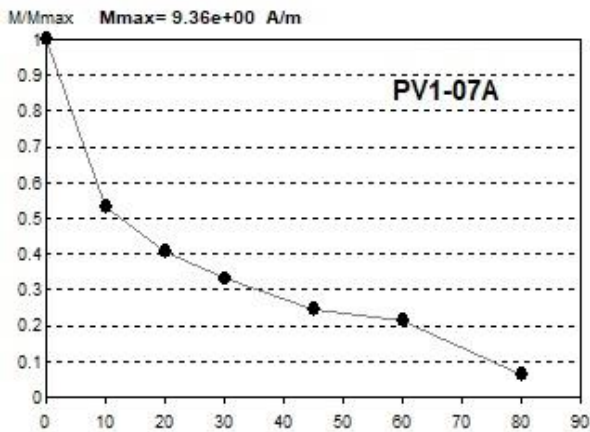
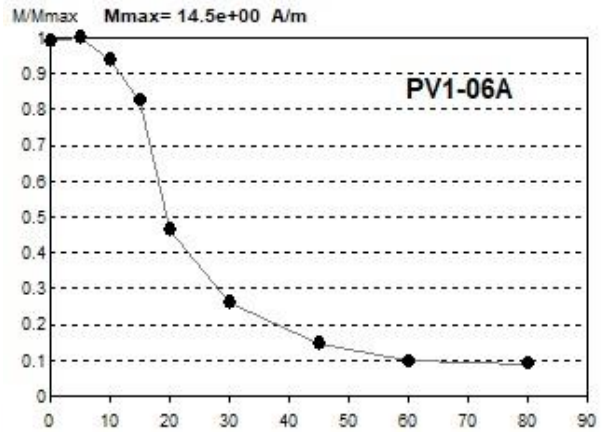
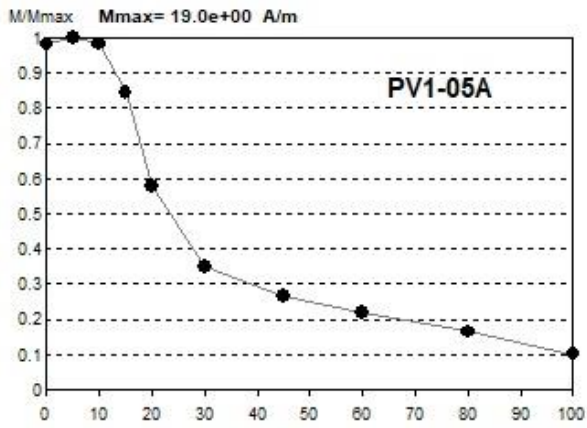












43.

44.

45.

46.

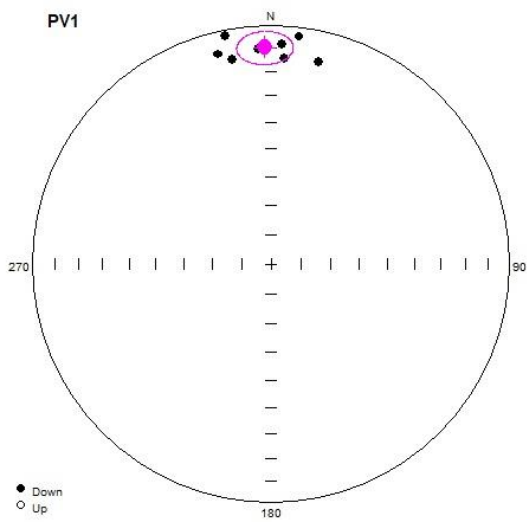
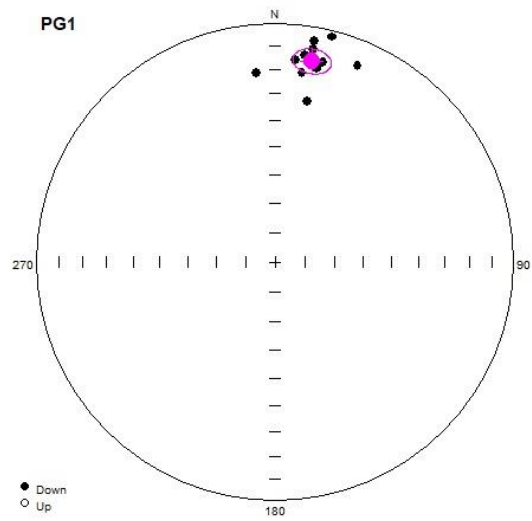
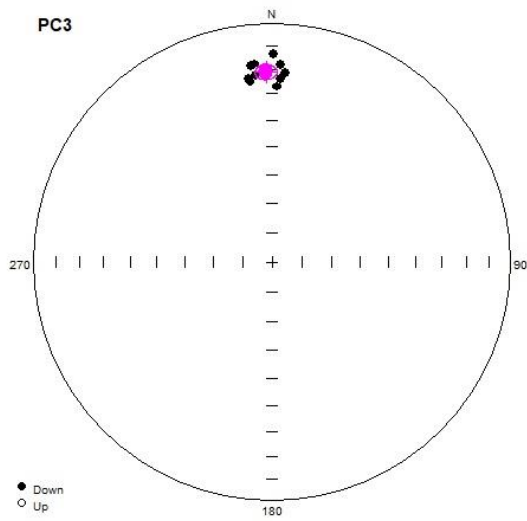
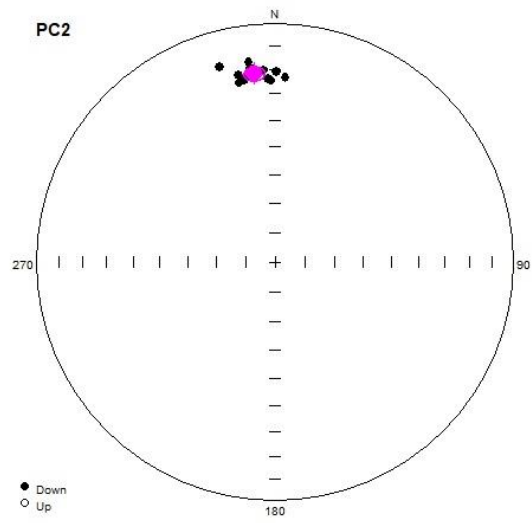
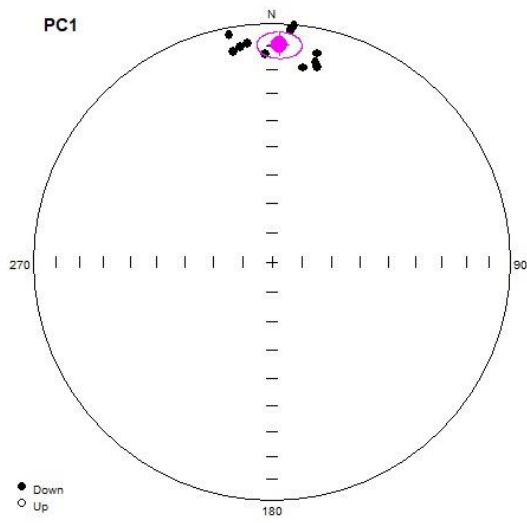
47.

48.

## **49. Apéndice E**

### **50. Estereogramas con las direcciones paleomagnéticas de cada sitio de estudio en el presente trabajo**

51.



**52.**

**53.**

**54.**

**55.**

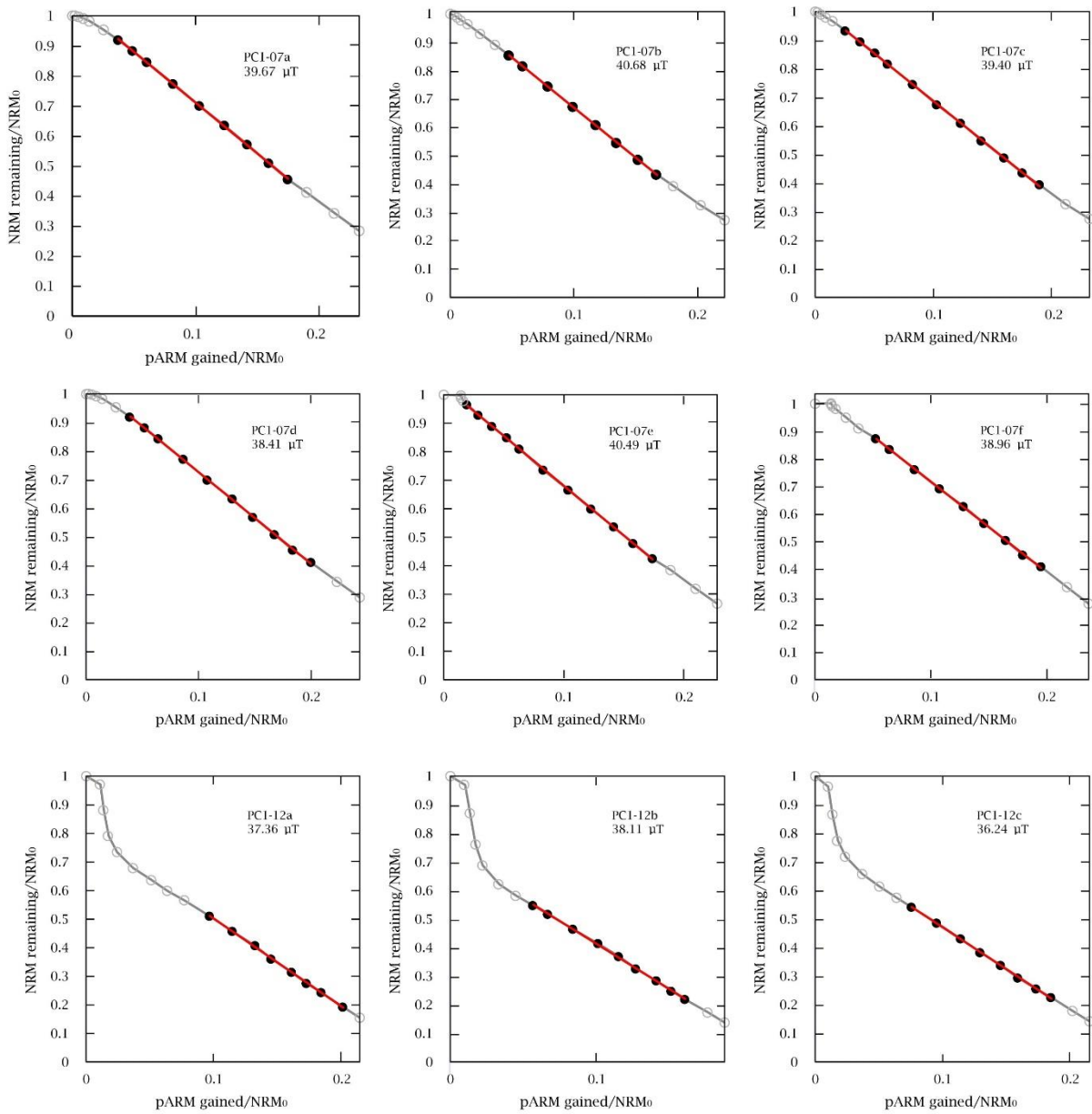
**56.**

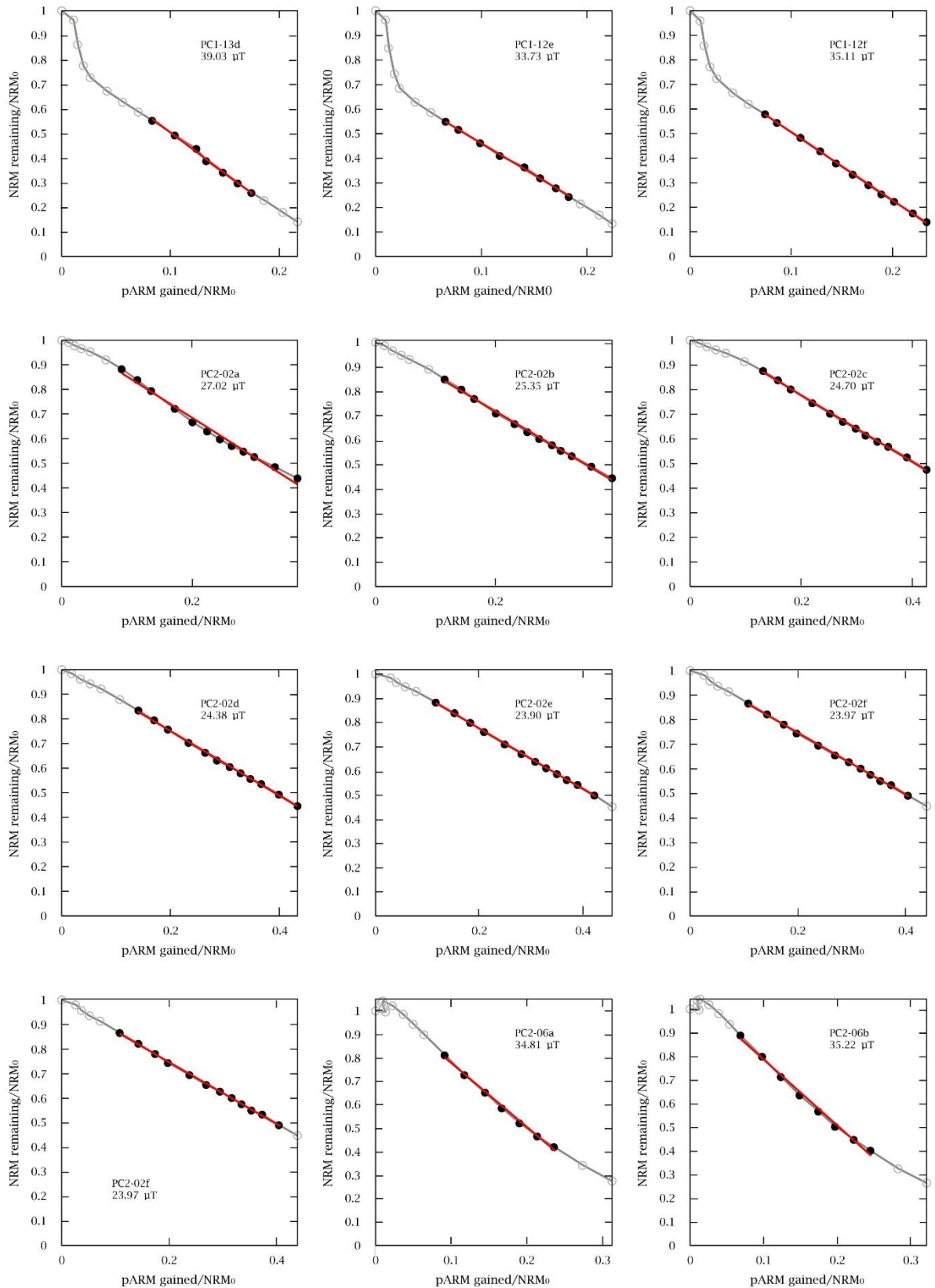
**57. Apéndice F**

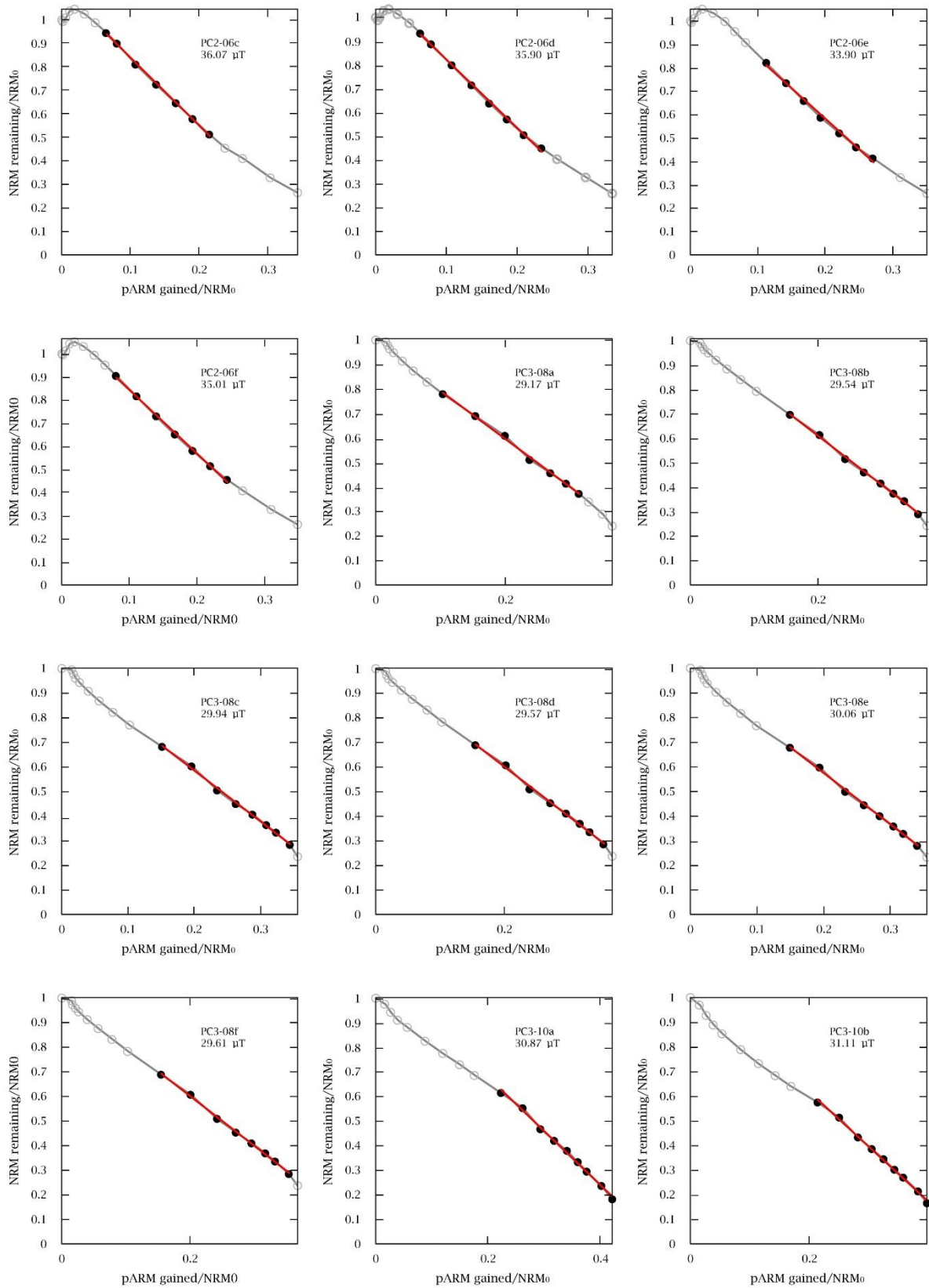
**58. Curvas del pARM ganando en comparación con el NRM restante para determinar la PI en las muestras del volcán El Pelado utilizando el método de Pseudo – Thellier**

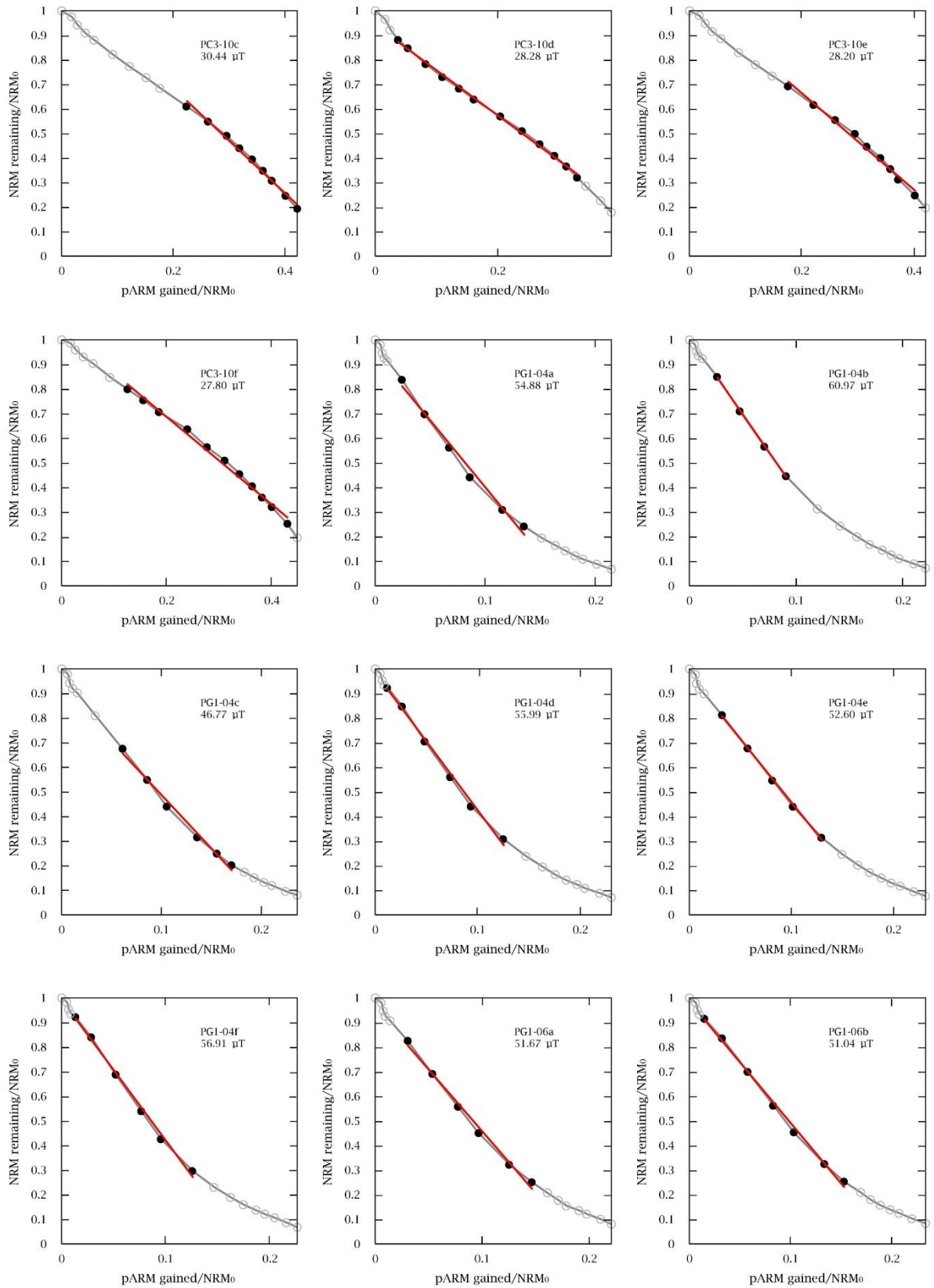


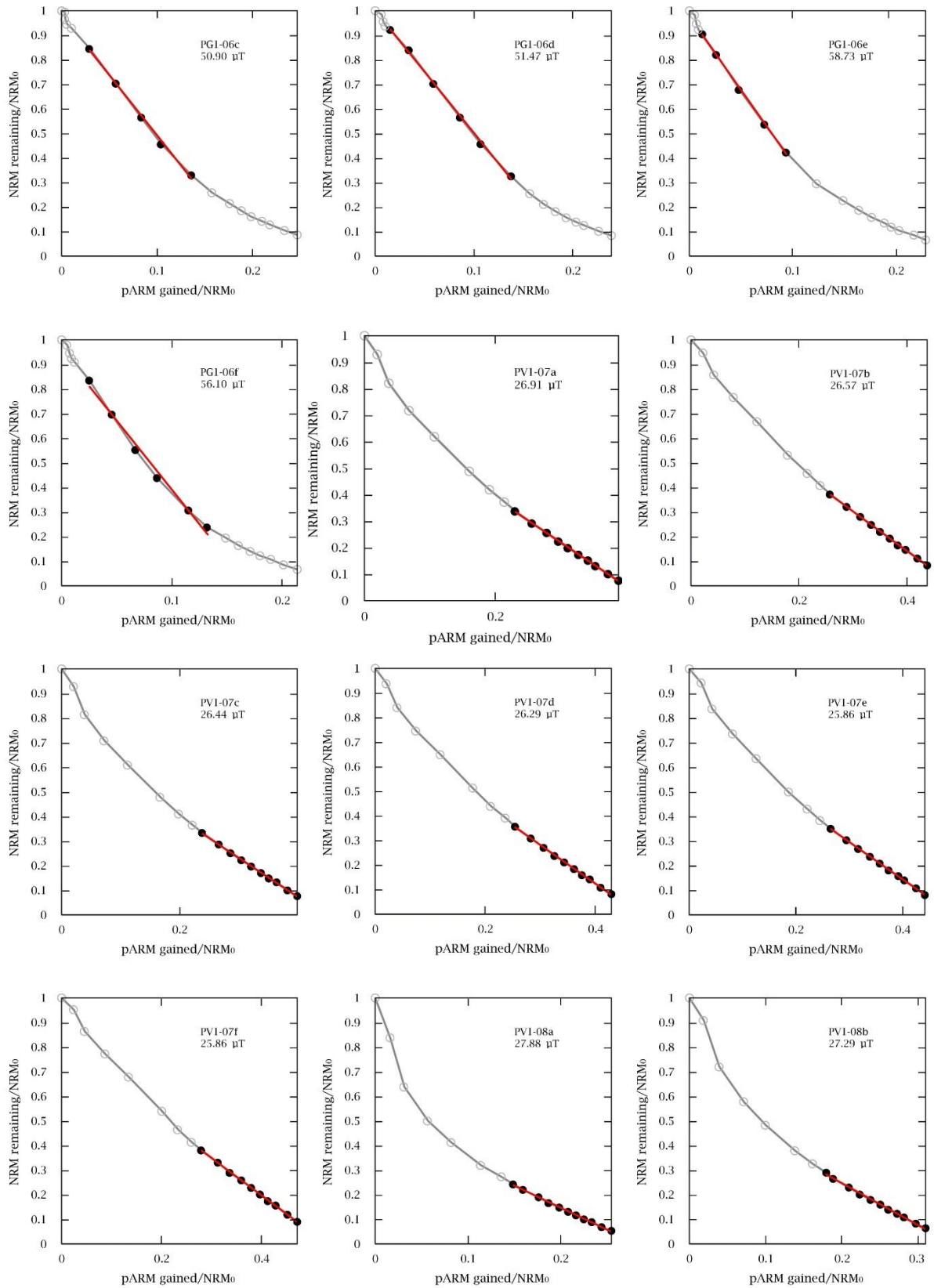
59.

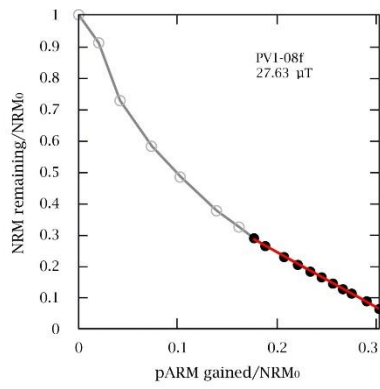
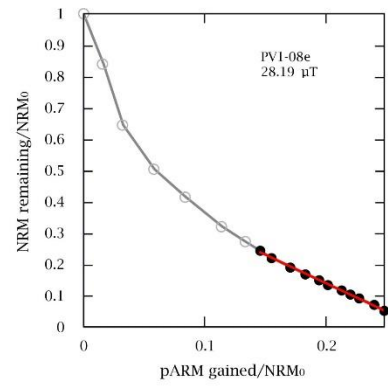
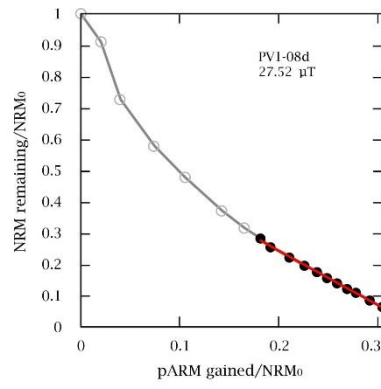
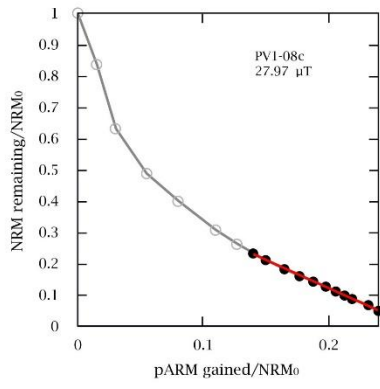












61.

62.

63.

64.

65.

66.

67.

68.

## **69. Apéndice G**

### **70. Valores de PI obtenidos a través del método de Pseudo-Thellier**

71.

**Tabla 4. Resultados del protocolo de Pseudo-Thellier**

Espécimen	n	b	$\sigma_b$	$B_{1/2}^{ARM}$ (mT)	f	$\beta$	q	$MAD_{Anc}$	$B_{abs}$ ( $\mu T$ )
PC1-07a	9	-3.393	0.017	56.6	0.444	0.005	74.8	0.2	39.670803
PC1-07b	8	-3.530	0.007	56.4	0.412	0.002	183.4	0.2	40.680630
PC1-07c	11	-3.356	0.015	56.3	0.531	0.005	105.5	0.3	39.398076
PC1-07d	10	-3.222	0.015	56.2	0.489	0.005	91.5	0.2	38.410362
PC1-07e	11	-3.504	0.014	55.1	0.524	0.004	113.3	0.6	40.488984
PC1-07f	9	-3.296	0.021	55.0	0.445	0.006	59.9	0.2	38.955816
PC1-12a	8	-3.079	0.029	45.8	0.396	0.010	35.5	0.6	37.356309
PC1-12b	9	-3.181	0.029	45.7	0.451	0.009	42.6	1.5	38.108151
PC1-12c	8	-2.928	0.027	46.4	0.417	0.009	39.0	0.7	36.243288
PC1-12d	7	-3.306	0.092	42.1	0.357	0.028	10.7	0.8	39.029526
PC1-12e	8	-2.587	0.041	46.6	0.423	0.016	22.5	1.1	33.729777
PC1-12f	11	-2.774	0.018	43.9	0.563	0.007	75.8	0.9	35.108154
PC2-02a	12	-1.677	0.054	42.6	0.438	0.032	12.4	0.3	27.022167
PC2-02b	12	-1.450	0.022	38.7	0.401	0.015	23.7	0.3	25.348950
PC2-02c	12	-1.362	0.015	37.9	0.382	0.011	32.2	0.3	24.700302
PC2-02d	12	-1.318	0.014	35.7	0.381	0.010	33.2	0.3	24.375978
PC2-02e	12	-1.254	0.008	34.5	0.375	0.007	50.0	0.8	23.904234
PC2-02f	12	-1.263	0.011	35.2	0.375	0.009	37.7	0.6	23.970573
PC2-06a	7	-2.734	0.080	65.0	0.374	0.029	10.6	0.2	34.813314
PC2-06b	8	-2.789	0.082	64.4	0.460	0.029	13.3	0.2	35.218719
PC2-06c	7	-2.904	0.046	62.2	0.383	0.016	20.2	0.5	36.066384
PC2-06d	8	-2.882	0.051	62.4	0.440	0.018	21.4	0.3	35.904222
PC2-06e	7	-2.610	0.082	62.8	0.373	0.031	9.9	0.2	33.899310
PC2-06f	7	-2.761	0.054	62.7	0.403	0.020	17.2	0.2	35.012331
PC3-08a	7	-1.969	0.043	46.2	0.415	0.022	15.6	1.4	29.174499
PC3-08b	8	-2.019	0.037	46.2	0.401	0.018	18.2	0.5	29.543049
PC3-08c	8	-2.073	0.040	45.7	0.399	0.019	17.2	0.2	29.941083
PC3-08d	8	-2.022	0.040	46.1	0.402	0.020	17.1	0.5	29.565162
PC3-08e	8	-2.089	0.036	46.2	0.403	0.017	19.4	0.4	30.059019
PC3-08f	8	-2.028	0.035	46.1	0.401	0.017	19.6	0.5	29.609388
PC3-10a	9	-2.199	0.051	37.3	0.388	0.023	14.6	0.5	30.869829
PC3-10b	9	-2.231	0.046	36.5	0.385	0.021	16.2	0.5	31.105701



Espécimen	n	b	$\sigma_b$	$B_{1/2}^{ARM}$ (mT)	f	$\beta$	q	$MAD_{Anc}$	$B_{abs}$ ( $\mu T$ )
PC3-10c	9	-2.141	0.075	37.1	0.377	0.035	9.3	0.5	30.442311
PC3-10d	12	-1.848	0.026	37.3	0.584	0.014	38.3	0.2	28.282608
PC3-10e	9	-1.972	0.075	37.6	0.420	0.038	9.5	0.7	29.196612
PC3-10f	11	-1.782	0.053	37.2	0.522	0.030	15.7	0.6	27.796122
PG1-04a	6	-5.456	0.303	37.1	0.635	0.056	9.1	0.5	54.877176
PG1-04b	4	-6.278	0.086	36.7	0.400	0.014	19.4	0.4	60.936138
PG1-04c	6	-4.356	0.209	34.1	0.515	0.048	8.4	0.3	46.769076
PG1-04d	6	-5.607	0.199	36.8	0.633	0.036	14.1	0.5	55.990197
PG1-04e	5	-5.147	0.116	35.0	0.516	0.023	17.1	0.6	52.599537
PG1-04f	6	-5.732	0.199	35.7	0.640	0.035	14.6	0.6	56.911572
PG1-06a	6	-5.021	0.219	34.7	0.603	0.044	11.0	0.6	51.670791
PG1-06b	7	-4.936	0.127	34.4	0.681	0.026	21.9	1.0	51.044256
PG1-06c	5	-4.917	0.164	35.9	0.528	0.033	11.8	0.6	50.904207
PG1-06d	6	-4.994	0.089	34.0	0.603	0.018	26.9	1.0	51.471774
PG1-06e	5	-5.979	0.109	37.0	0.497	0.018	20.1	0.6	58.732209
PG1-06f	6	-5.622	0.288	37.1	0.629	0.051	9.7	0.8	56.100762
PV1-07a	10	-1.662	0.014	20.6	0.364	0.008	38.6	1.6	26.911602
PV1-07b	10	-1.615	0.013	20.4	0.367	0.008	40.5	1.4	26.565165
PV1-07c	10	-1.598	0.016	20.1	0.360	0.010	32.6	2.1	26.439858
PV1-07d	10	-1.577	0.012	20.7	0.365	0.008	40.7	1.9	26.285067
PV1-07e	10	-1.520	0.010	19.9	0.357	0.007	47.4	1.7	25.86492
PV1-07f	10	-1.519	0.014	20.4	0.361	0.009	34.7	1.6	25.857549
PV1-08a	11	-1.794	0.022	18.0	0.373	0.013	26.7	2.4	27.884574
PV1-08b	11	-1.714	0.027	18.5	0.381	0.016	22.0	2.3	27.294894
PV1-08c	11	-1.805	0.021	17.7	0.376	0.012	28.6	2.6	27.965655
PV1-08d	11	-1.745	0.027	17.1	0.365	0.015	21.5	2.7	27.523395
PV1-08e	11	-1.823	0.024	17.5	0.376	0.013	25.6	2.6	28.098333
PV1-08f	11	-1.760	0.014	17.7	0.376	0.008	41.5	2.2	27.633960

Los experimentos se hicieron aplicando un campo de 40.0 mT. n: número de datos tomados en cuenta. b: pendiente de la recta,  $\sigma_b$ : desviación de la pendiente,  $B_{1/2}^{ARM}$ : campo requerido para llevar el ARM a la mitad. F: fraccionamiento del NRM,  $MAD_{Anc}$ : desviación angular media,  $B_{abs} = (7.371) \times |m| + 14.661$ . Los datos resaltados en amarillo señalan los parámetros estadísticos de calidad que no se cumplen.

**72.**

**73.**

**74.**

**75.**

**76.**

**77.**

**78.**

**79. Apéndice H**

**80. Gráficos del protocolo Multi-especimen obtenidos para cada uno de los sitios de estudio en esta investigación**

81.

