



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra
Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio

Estudio Paleomagnético del volcán El Metate (Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato) y su contexto arqueológico.

T E S I S

que para obtener el grado de:

MAESTRA EN CIENCIAS

Presenta: NAYELI PÉREZ RODRÍGUEZ

Asesor: Dr. JUAN JULIO MORALES CONTRERAS

Co-Asesor: Dr. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY

**MORELIA, MICHOACÁN
FEBRERO, 2018.**



ÍNDICE

Resumen	4
----------------------	---

Abstract	5
-----------------------	---

Capítulo 1

Generalidades	6
----------------------------	---

1.1 Introducción.....	6
-----------------------	---

1.2 Objetivos.	7
---------------------	---

1.3 Área de estudio.	8
---------------------------	---

1.4 Contexto Geológico.	8
------------------------------	---

1.5 El Metate.	11
---------------------	----

Capítulo 2

Marco teórico	15
----------------------------	----

2.1 Introducción: El Campo Magnético Terrestre.....	15
---	----

2.1.1 Origen del Campo Magnético Terrestre.	16
--	----

2.1.2 Morfología.....	18
-----------------------	----

2.2 Variaciones.	19
-----------------------	----

2.2.1 Variación secular geomagnética y sus modelos.....	20
---	----

2.3 Fundamentos del Paleomagnetismo.	23
---	----

2.3.1 Momento dipolar magnético.....	24
--------------------------------------	----

2.3.2 Magnetización.....	25
--------------------------	----

2.3.3 Susceptibilidad magnética.	26
---------------------------------------	----

2.3.4 Dominios magnéticos.....	27
--------------------------------	----

2.3.5 Ciclos de histéresis magnética.....	29
---	----

2.3.6 Tipos de magnetización.	31
------------------------------------	----

2.4 Técnicas de desmagnetización.	32
--	----

2.4.1 Desmagnetización por campos alternos (AFD).	33
2.4.2 Desmagnetización térmica.	34
2.5 Determinación de la paleointensidad.	35
2.6 Diagrama de Zijdelverd.	37
2.7 Distribución de Fisher.	38
2.8 Pruebas de Significancia.	39
2.8.1 Prueba de la relación F.	40
2.8.2 Prueba t de Student.	40

Capítulo 3

Contexto Arqueológico.	42
3.1 Introducción: El Occidente Mesoamericano.	42
3.2 Cronología del Occidente de México.	43
3.2.1 El Arcaico.	43
3.2.2 Período Preclásico.	44
3.2.3 Período clásico.	46
3.2.4 Período Postclásico.	48
3.3 La Formación del Imperio Tarasco.	49
3.4 Estilos cerámicos de Michoacán.	53
3.5 Sitios arqueológicos alrededor de El Metate.	55
3.5.1 Tingambato.	57
3.5.2 Lagunillas.	58

Capítulo 4

Método experimental.	59
4.1 Recolección de las muestras.	59
4.2 Caracterización magnética.	60
4.2.1 Curvas de Magnetización Remanente Isotermal (IRM).	61
4.2.2 Curvas de histéresis.	62
4.2.3 Curvas termomagnéticas ($M_s - T$).	62
4.2.4. Curvas K - T.	62
4.3 Desmagnetización por campos alternos.	62

4.4 Desmagnetización térmica.	63
4.4.1 Método de Thellier y Thellier modificado por Coe.	65
4.4.2 Corrección por ritmo de enfriamiento.	67
4.4.3 Método de múltiples especímenes.	68
 Capítulo 5	
Resultados.	70
5.1 Caracterización magnética.	70
5.1.1 Curvas de adquisición de Magnetización Remanente Isotermal (IRM).	70
5.1.2 Curvas de histéresis.	70
5.1.3 Curvas termomagnéticas ($M_s - T$)	73
5.1.4 Curvas $K - T$	75
5.1.5 Síntesis de los resultados obtenidos mediante la caracterización magnética.	75
5.2 Paleodirecciones.	77
5.3 Paleointensidades.	80
5.3.1 Método de Thellier – Coe.	80
5.3.2 Método de Múltiples Especímenes.	83
5.3 Datación paleomagnética.	86
 Capítulo 6	
Discusión y Conclusiones.	90
6.1 Discusión.	90
6.2 Conclusiones.	94
6.3 Comentarios finales.	95
 Bibliografía.	96

RESUMEN

En el trabajo que aquí se presenta se realizó la datación paleomagnética de siete de los trece flujos de lava que conforman a El Metate, estructura volcánica ubicada en el sector centro-sur del campo volcánico Michoacán – Guanajuato. Dichas dataciones se realizaron mediante la determinación de las tres componentes del campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad) registradas en las rocas volcánicas de cada uno de los sitios de muestreo.

La obtención de los datos direccionales se llevó a cabo mediante la desmagnetización por campos alternos de las muestras de cada uno de los flujos, mientras que la información de los registros de paleointensidades se determinó a partir de dos metodologías: el método clásico de Thellier modificado por Coe y el método novedoso de Múltiples especímenes en su modalidad de protocolo extendido. Para cada una de las metodologías se utilizaron 10 especímenes por sitio.

De los trece flujos de lava analizados, cuatro (Flujos 1, 2, 3 y 4) corresponden a la que en estudios anteriores, fue determinada como la fase temprana de la erupción del volcán, mientras que otros tres pertenecen a su fase tardía (Flujos 6, 8 y 11). Los experimentos de magnetismo de rocas llevados a cabo (IRM, curvas de histéresis, curvas termomagnéticas y curvas de susceptibilidad magnética vs temperatura) permitieron distinguir de manera clara las diferencias presentes entre las fases magnéticas de los flujos correspondientes a cada fase de la erupción volcánica, así como su potencialidad para ser fechados paleomagnéticamente.

Con el análisis estadístico de los datos direccionales de todos los flujos bajo estudio y con el apoyo de la herramienta de Matlab *archaeo_dating* se obtuvieron edades para tres flujos de la fase temprana y dos de la fase tardía, delimitando el primer período de actividad volcánica entre los años 957 d.C. a 1214 d.C. Se propone una diferencia temporal entre ambas fases eruptivas de aproximadamente 200 años hasta la reactivación del volcán, sugerida en ~1434 d.C., concluyendo a más tardar en el año 1521 d.C. A partir de la cronología eruptiva propuesta, se sugiere un origen poligenético para El Metate.

Las evidencias arqueológicas registradas en los alrededores de El Metate permiten suponer posibles migraciones humanas, tanto del área que actualmente ocupa el volcán como de sus alrededores, hacia algunas localidades de la cuenca de Zacapu y del sur de la cuenca de Pátzcuaro.

Palabras clave: Metate, datación, paleomagnetismo, variación secular, poligenético.

ABSTRACT

This work presents the results of the paleomagnetic dating carried out on seven out of the thirteen lava flows that produced El Metate volcano, a volcanic shield located in the south-central sector of the Michoacán - Guanajuato volcanic field. This datings were carried out by determining the three components of the geomagnetic field (declination, inclination and intensity) recorded in the volcanic rocks of each of the sampling sites.

The directional data was determined through alternating demagnetization fields of each one of the flows, while paleointensity estimations were obtained by using two different methodologies; the classical Thellier method as modified by Coe and the new multispecimen method exposed in an extended protocol. The two methods were applied to 10 specimens per site.

From the thirteen lava flows sampled, four (Flows 1, 2, 3 and 4) of them correspond to what in previous studies was determined as the early phase of the volcano's eruption, while the other three belong to a later eruptive phase (Flows 6, 8 and 11). The rock magnetism experiments carried out (IRM acquisition curves, hysteresis curves, thermomagnetic curves and magnetic susceptibility vs. temperature curves) allowed distinguishing clearly between the magnetic phases of the flows corresponding to each phase of emplacement and additionally, knowing its potential to be paleomagnetically dated.

The statistical analysis of the directional data of all the flows studied along with the use of the Matlab *archaeo_dating* tool, allowed to calculate the most probable ages for three flows of the early eruption and two of the late eruption, suggesting a first period of volcanic activity of AD 957 to AD 1214. A temporal difference is proposed between both eruptive phases of approximately 200 years is proposed until the reactivation of the volcano, suggested in ~ 1434 AD, concluding at the latest in the year 1521 AD. From the eruptive chronology proposed, a polygenic origin for El Metate is suggested.

The archaeological evidences recorded in the surroundings of El Metate allow supposing possible human migrations from the area that currently is occupied by the volcano and its environs, towards some localities of the Zacapu basin and the south sector Pátzcuaro basin.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1 Introducción

De manera tradicional se ha conceptualizado a un campo volcánico (CV) como un área o región conformada por un conjunto de volcanes que, además de estar relacionados por un espacio geográfico delimitado y claramente separado de otras áreas volcánicas, se encuentran dentro de un rango de edades definido, cabe destacar que está es una definición subjetiva y por tanto puede variar de un caso a otro (Valentine *et al.*, 2015). Dentro de los campos volcánicos se pueden encontrar pequeños centros monogenéticos, es decir, volcanes que se construyen en un solo ciclo eruptivo de poca duración que suelen ir desde meses hasta varios años (p. ej. volcán Parícutín, construido entre 1943 y 1952; Williams, 1950). De acuerdo a su morfología se clasifican en distintas categorías: Conos de escoria, Maares, Anillos de Toba y Conos de Toba (Sigurdsson *et al.*, 2000). Sin embargo, además de estas pequeñas estructuras, los CV suelen contener edificios de mediano tamaño como volcanes en escudo (que pueden ser o no de origen monogenético) y/o estructuras mayores (estratovolcanes de origen poligenético). Cada una de estas estructuras volcánicas posee características eruptivas peculiares y pueden construir aparatos volcánicos ya sea de lavas, materiales piroclásticos (ceniza, pómez, escorias, lapilli, vidrio volcánico, fragmentos líticos, etc.) o una combinación de ambos (Dobeck, 2011).

En la porción centro-occidental de la República Mexicana, entre los estados de Michoacán y Guanajuato, se encuentra el que ha sido considerado el CV con edificios monogenéticos más grande del mundo: el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG). Al interior de este CV se puede distinguir con cierta facilidad la estructura de El Metate (volcán en escudo), ya que además de poseer un gran volumen conserva bien definida la morfología de sus lavas; por lo que se ha estimado que es el volcán de mediano tamaño más joven dentro del CVMG (Hasenaka, 1994; Hasenaka *et al.* 1994, Chevrel *et al.* 2016a). Debido a la similitud morfológica los trece flujos de lava que lo componen, y a dataciones realizadas por ¹⁴C sobre paleosuelos ubicados debajo de los flujos de lava tempranos, se considera que El Metate fue formado durante un único evento eruptivo de tipo efusivo que comenzó aproximadamente en el año 1250 d.C. (Chevrel *et al.*, 2016a). Mientras que la ausencia de

testimonios históricos de su nacimiento sugiere un tiempo máximo de emplazamiento de sus flujos de poco más de 270 años (correspondiente a la llegada de los españoles a México), determinaciones basadas en la reología de sus lavas estiman un periodo mínimo de aproximadamente 30 años (Chevrel *et al*, 2016a).

Tomando en cuenta que los minerales magnéticos contenidos en las rocas volcánicas mantienen un registro fiable de las características (dirección e intensidad) del campo geomagnético existente al momento de formación (Néel, 1955), en este trabajo se propone hacer uso de esta particularidad, así como de los registros existentes de las variaciones del campo magnético terrestre y sus respectivas curvas de variación secular, para determinar la edad de los flujos de lava del volcán El Metate, para así determinar con mayor precisión el tiempo total de emplazamiento del edificio volcánico. Cabe señalar que, a diferencia del método de datación por radiocarbono, la obtención de edades mediante datos paleomagnéticos ofrece la ventaja de estimar la edad directamente de la lava y no de materiales asociados, brindando una mayor certidumbre en los resultados obtenidos.

El estudio en conjunto de las edades derivadas de las lavas y de dataciones existentes de materiales arqueológicos hallados en zonas aledañas al volcán, a través de un enfoque multidisciplinario, permite sentar las bases para comprender el efecto del nacimiento de éste volcán en la dinámica y el desarrollo de las poblaciones prehispánicas contemporáneas a dicho evento. Adicionalmente, los resultados alcanzados proporcionan información útil para la re-evaluación de los riesgos volcánicos futuros dentro del CVMG, aportando datos sobre el estilo eruptivo de una estructura de tamaño medio, ya que a pesar de que este tipo de volcanes comprenden cerca de una tercera parte de las estructuras del campo volcánico han sido escasamente estudiados.

Finalmente en este trabajo se presenta una comparación metodológica para la determinación de paleointensidades aplicando un método clásico (Thellier modificado por Coe, Coe 1967) y un método de reciente elaboración (múltiples especímenes, Dekkers y Böhnell, 2006), con lo cual se debate la confiabilidad, el alcance y las discordancias que se llegan a presentar en los resultados obtenidos mediante cada uno de los métodos, utilizando como sustento para dicho debate la información obtenida a través de diversos experimentos de magnetismo de rocas.

1.2 Objetivos

El presente trabajo se desarrolló proponiendo como objetivo principal determinar la edad de los flujos de lava que conforman al volcán “El Metate” mediante dataciones paleomagnéticas, para definir así tanto la edad de inicio de la actividad volcánica como el tiempo total de erupción del edificio volcánico tipo escudo más joven dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

Durante la elaboración del presente trabajo se propusieron además los siguientes objetivos específicos:

- i. Discutir el impacto del nacimiento del volcán el Metate sobre poblaciones cercanas, en el momento de la erupción.
- ii. Aportar datos para mejorar la calidad de la curva de variación secular de la parte central de México y, por tanto, ofrecer la posibilidad de obtener dataciones de mayor calidad en estudios futuros de la región.
- iii. Contribuir a la re-evaluación de riesgos volcánicos futuros en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato.
- iv. Realizar la comparación de distintos métodos para la determinación de paleointensidades.

1.3 Área de estudio

El volcán El Metate se ubica en la porción noroccidental del estado de Michoacán, entre los límites de los municipios de Uruapan y Ziracuaretiro. Está conformado por trece flujos de lava y un domo que corona la cima; a partir del domo se cuentan cerca de 10 km lineales hasta la cabecera municipal de la ciudad de Uruapan. El edificio volcánico cubre un área aproximada de 103 km² y se encuentra rodeado por nueve pequeñas comunidades: Turícuaro, Arantepacua, Quinceo, Capácuaro, Tiamba, Toreo Alto, Zirimícuaro, Caracha y San Andrés Corú, desde las cuales se tiene acceso a distintos frentes de lava (Figura 1.1). Geológicamente El Metate se localiza dentro del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG) y se encuentra en una zona que culturalmente forma parte de la denominada región Purépecha.

1.4 Contexto Geológico

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa Norteamericana como resultado de la subducción de las Placas de Rivera y de Cocos a lo largo de la Trinchera de Meso-América. Se encuentra constituido por aproximadamente 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, extendiéndose desde las costas del Pacífico, hasta las costas del Golfo de México, con una dirección preferencial E - W. Tiene una longitud aproximada de 1000 km y un ancho irregular de entre 80 y 230 km. Se estima su origen entre el Mioceno medio y el Mioceno Tardío, como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Oriental (Gómez-Tuena *et al*, 2005). Para facilitar su estudio, la FVTM ha sido dividida en tres sectores (occidental, central y oriental), de acuerdo a las diferencias geológicas y tectónicas

que presentan cada uno de ellos (Demant, 1978; Pasqueré *et al.*, 1988; Ferrari, 2000) (Figura 1.2).

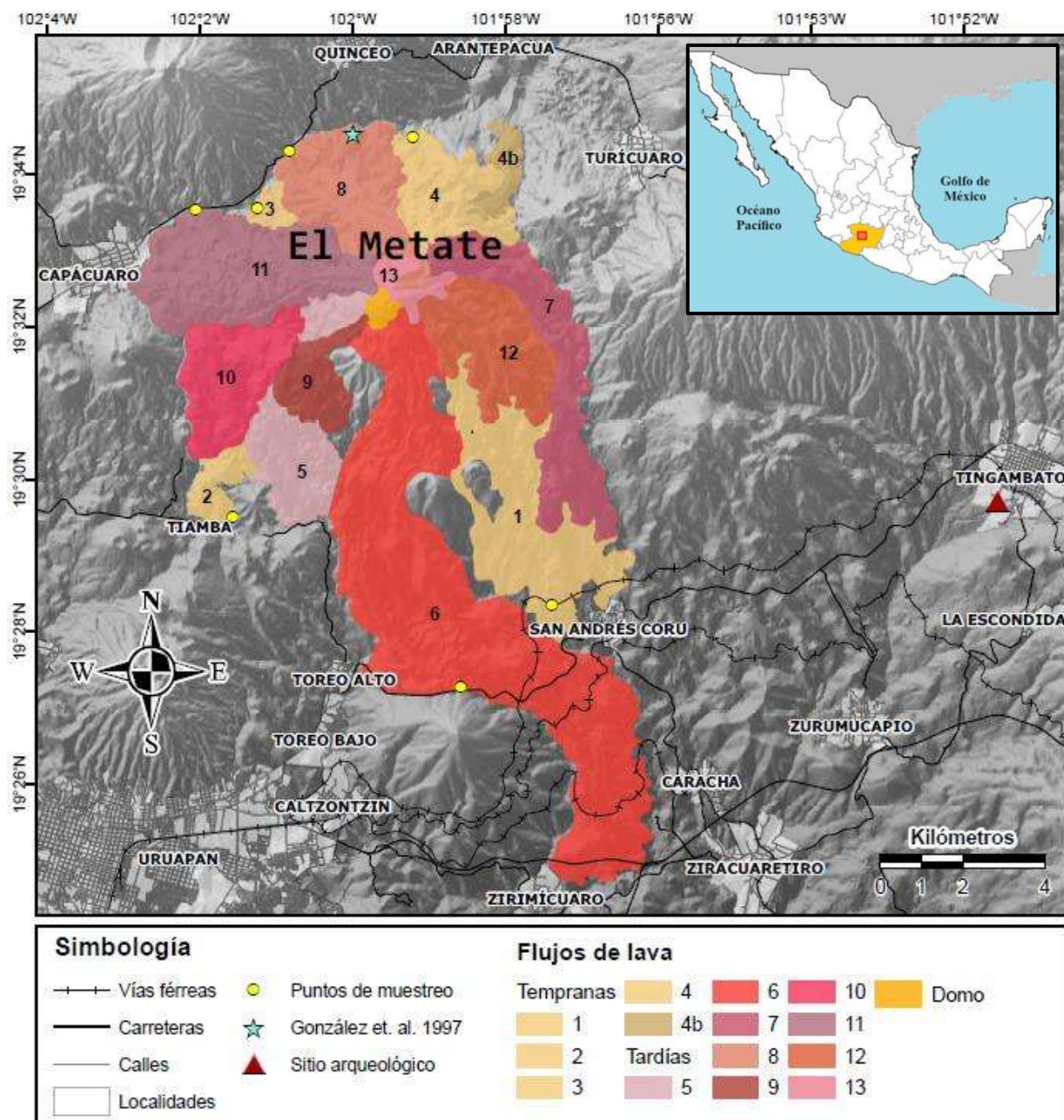


Figura 1. 1 Ubicación del volcán El Metate, se muestran las principales vías de acceso y los nombres de las localidades cercanas al volcán. Se resalta la ubicación de los sitios muestreados en este trabajo, así como del sitio arqueológico de Tingambato. El punto marcado como González *et al.*, 1997 corresponde al sitio muestreado para el desarrollo de un trabajo paleomagnético del que se hablará más adelante. La secuencia de los flujos y su relación temporal fueron tomadas de Chevrel *et al.* 2016a.

Dentro del sector central de la FVTM se localiza el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG), considerado el campo monogenético más grande del mundo (Valentine *et al.*, 2015) debido a las más de 1400 estructuras volcánicas que contiene. El área que cubre el CVMG es de alrededor de ~40 000 km² (Hasenaka *et al.*, 1985) (Figura 1.3).

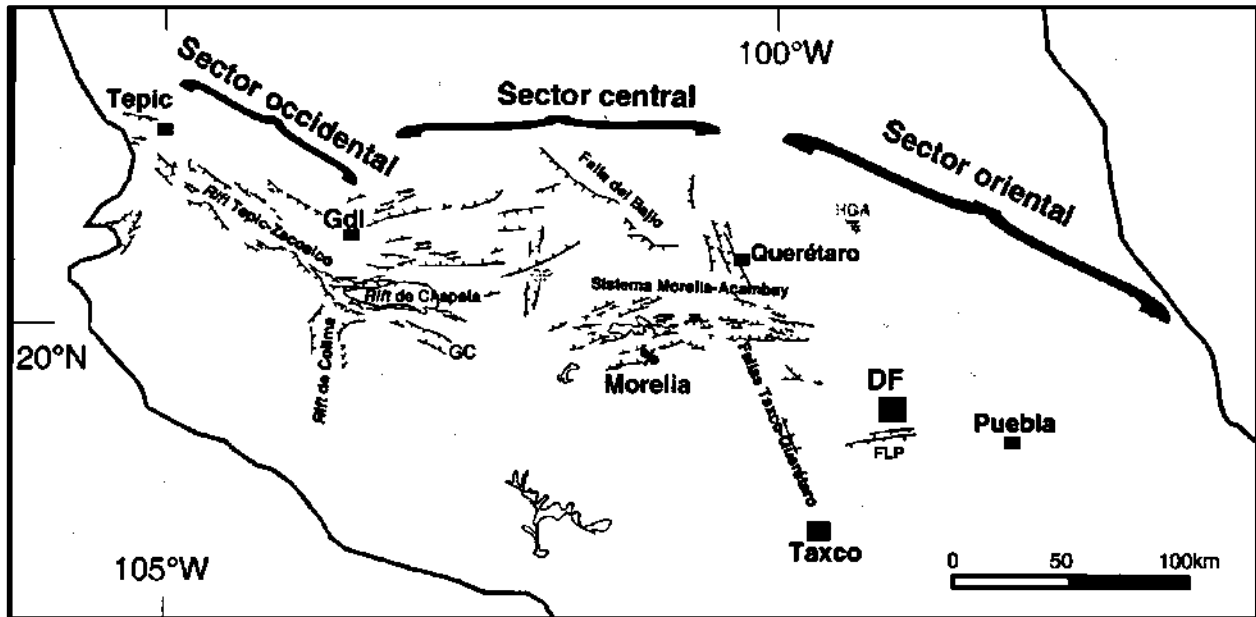


Figura 1. 2 Sectores que conforman la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y sus principales sistemas de fallas (menores a 10 Ma). Fuente: Ferrari, 2000.

La actividad del CVMG inició hace ~5 Ma (Guilbaud *et al.*, 2012) y se mantiene hasta ahora (Gómez-Tuena, 2005). Gracias al nacimiento del volcán Parícutin, el 20 de febrero de 1943, fue que se llevaron a cabo las primeras investigaciones dentro del CVMG. Sin embargo, la mayoría de estos trabajos se enfocaron en el registro y análisis de la actividad del volcán naciente, siendo el trabajo de Williams (1950) el único que describe de manera general la geología regional del área volcánica y no es hasta 1984 que con los trabajos de Hasenaka y colaboradores se inicia el estudio del CVMG de manera integral.

Actualmente se tiene conocimiento de que el CVMG está constituido por más de 1000 conos cineríticos, cerca de 400 volcanes en escudo y algunos volcanes compuestos (Hasenaka *et al.*, 1985). Con la información generada hasta el momento, se puede sugerir que del total de edificios volcánicos que conforman al CVMG al menos 18 son de edades Holocenas (Guilbaud *et al.*, 2012).

Los distintos tamaños y formas de edificios volcánicos descritos en el CVMG representan diferentes estilos eruptivos. Mientras que los conos cineríticos son el producto de erupciones de tipo Estromboliano a Estromboliano violento (erupciones explosivas con períodos intermitentes de calma), los volcanes en escudo se producen por erupciones más similares a las de denominadas Hawaianas, caracterizados por la emisión de flujos de lava (Hasenaka, 1994, Hasenaka *et al.*, 1994). Una comparación de volcanes tipo escudo de similar tamaño dentro del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato y los volcanes tipo de Islandia sugiere que los volcanes mexicanos tienen mayores ángulos de pendientes (cerca de 10°) que los islandeses (~5°), dando a este tipo peculiar de volcanes el nombre de *Mexican shields* (Hasenaka, 1994).

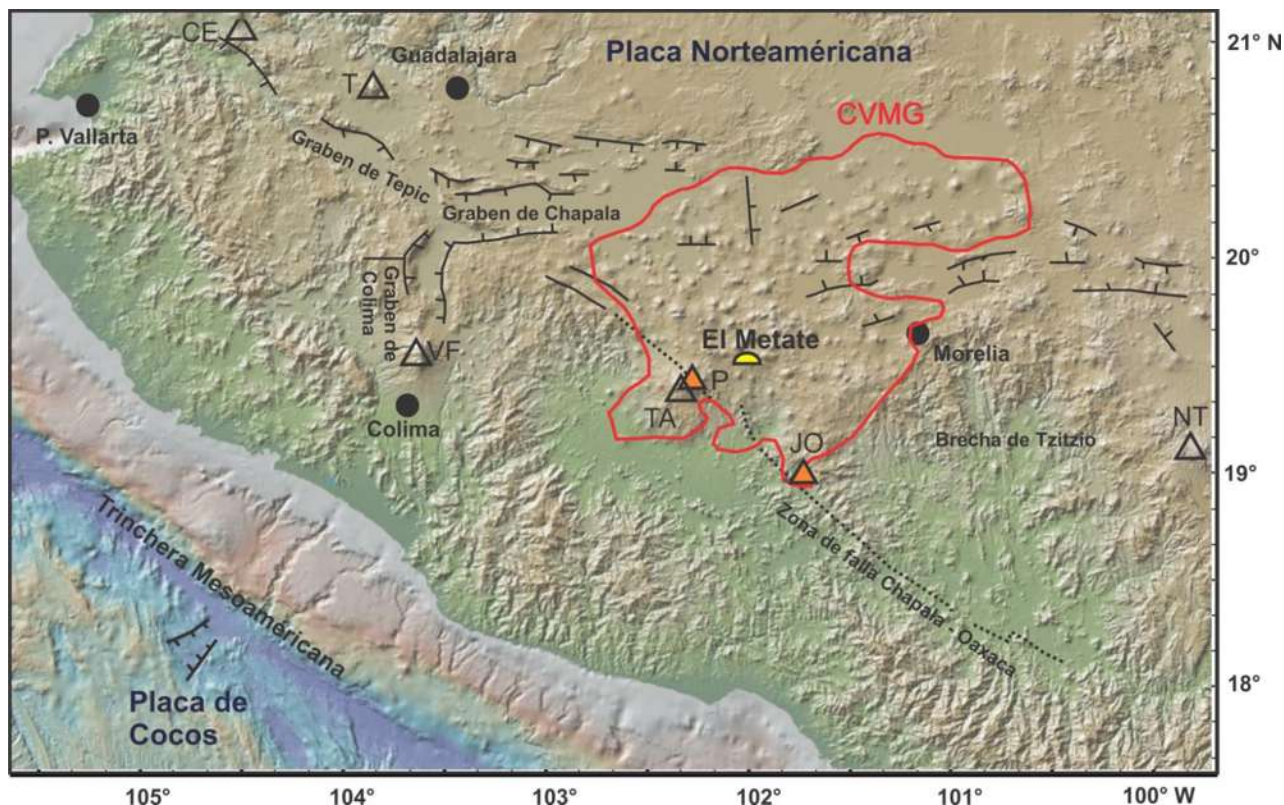


Figura 1. 3 Mapa del Sector suroccidental de la República Mexicana. Se muestra la ubicación del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG) y del volcán en estudio El Metate. Para contextualizar se indican las principales ciudades, las estructuras tectónicas más importantes y los edificios volcánicos distintivos de la región: CE = Ceboruco, T = Tequila, VF = Volcán de Fuego, TA = Tancítaro, P = Parícutin, JO = Jorullo, NT = Nevado de Toluca. Modificado de: Siebe *et al.*, 2014.

Aunque es notable el incremento del conocimiento del CMVG durante los últimos 20 años, aún se requiere descifrar las relaciones que existen entre la distribución de los volcanes con respecto a su edad, estilo eruptivo, composición y patrones de fracturamiento de la corteza para establecer el *modus operandi* del vulcanismo monogenético en la región y evaluar de manera adecuada los riegos volcánicos futuros (Guilbaud *et al.*, 2012).

1.5 El Metate

El Metate es un volcán poco estudiado. Sin embargo, dada su peculiar apariencia, ha llamado la atención de diversos investigadores y se pueden encontrar algunas referencias del él en distintos trabajos.

Uno de los primeros investigadores en referirlo es Williams en su trabajo de la región de Parícutin (1950), donde se puede encontrar una descripción del Metate bajo el nombre de cerros de Capácuaro. En él se resalta la extensa longitud de los flujos que lo componen, especialmente de los flujos que corren hacia el sur, los cuales alcanzan distancias de

aproximadamente 12 kilómetros y espesores de casi 80 metros. Williams señala además la densa cubierta vegetal que cubre al aparato volcánico sobre una delgada capa de suelo que carece de cenizas, por lo que infiere que todos los conos cineríticos que se encuentran en la periferia del volcán deben ser más antiguos.

Dada la morfología bien conservada de sus lavas se afirma que el Metate es un volcán de reciente emplazamiento. Además, por la similitud de la constitución de las lavas, se sugiere que fue emplazado en un período de tiempo geológicamente corto: mediante dataciones de

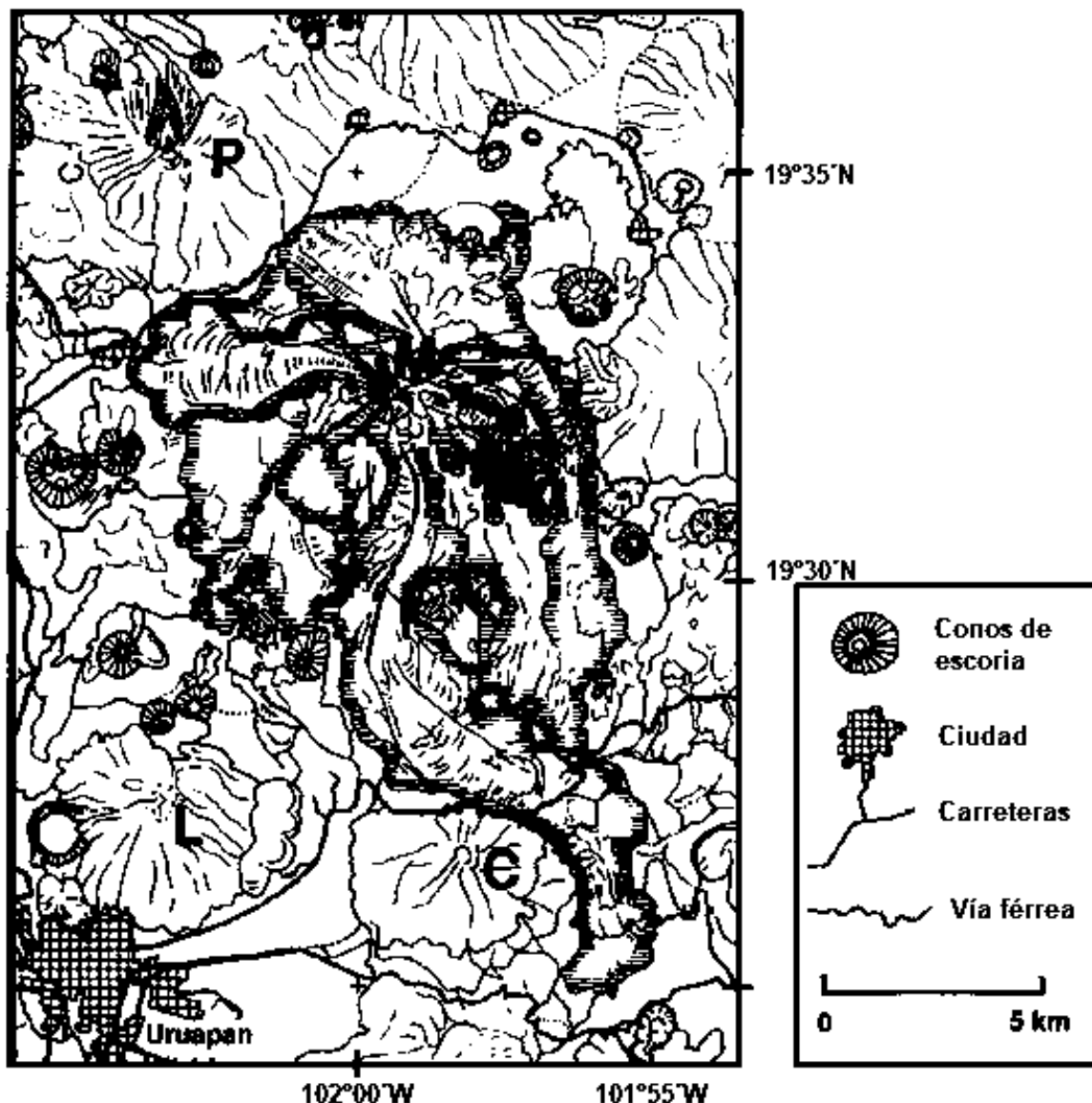


Figura 1. 4 Se muestra el primer mapa donde se observa con detalle la morfología de los flujos del volcán Metate (M) así como los volcanes contiguos: C= Cerro Colorado, L = Cerro la Cruz, P = Cerro Paracho. Fuente: Hasenaka *et al.*, 1994.

^{14}C se le asoció una edad de 4700 A.P. (Hasenaka *et al.*, 1985; Hasenaka *et al.*, 1986; Hasenaka *et al.*, 1987; Ban, 1992), edad que en estudios recientes ha sido asociada a la

Hoya de Urutzen (Chevrel, 2016a), estructura volcánica que se encuentra al NE de El Metate. En el trabajo de Hasenaka y colaboradores (1994) se muestra el primer mapa de los flujos de lava del Metate (Figura 1.4).

González *et al.* (1997), presentan datos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas del volcán el Metate en su trabajo sobre la variación paleosecular de la parte Central de México durante los últimos 30 000 años, haciendo uso de la edad asignada al Metate por Hasenaka y de los datos de dirección e intensidad obtenidos del que en este trabajo es referenciado como flujo 8 (ver Figura 1.1), obteniendo datos necesarios para conocer las características del campo geomagnético para el rango de edades asociado. Sin embargo, y como ya se mencionó, la edad asignada por Hasenaka ha sido descartada como probable edad para el Metate, además de que los datos de declinación obtenidos por González *et al.* (1997) muestran una dirección anómala, la cual es cuestionada en la discusión de este trabajo.

Los trabajos más recientes sobre El Metate son los de: Losantos *et al.*, (2014), Chevrel *et al.* (2016a) y Chevrel *et al.* (2016b).

Chevrel *et al.* (2016a) realizan la cartografía y la descripción morfológica de los 13 flujos de lava y el domo que conforman al Metate, asignándoles un orden cronológico relativo. Por medio de la datación por ^{14}C de un paleosuelo localizado debajo del flujo 1 determinan que la actividad del volcán inició aproximadamente en el año 1250 d.C., emitiendo entre 9.2 y 9.7 km^3 de lavas en densidad de roca equivalente los cuales cubrieron cerca de 103 km^2 en un período de entre 35 y 270 años. En este trabajo se realiza también un análisis del impacto del nacimiento del volcán en la población que habitaba sus alrededores, sugiriendo la posible migración de una gran parte de la población a raíz de la erupción hacia el norte de la región, cerca de la región lacustre del lago de Pátzcuaro, y por tanto, siendo un factor detonante del surgimiento y consolidación del imperio Purépecha.

Los otros dos trabajos se enfocan en cuestiones geoquímicas y petrológicas (Chevrel *et al.*, 2016b; Losantos *et al.*, 2014). En ambos se llega a la conclusión de que existen dos tendencias principales en el comportamiento de los elementos mayores de los flujos, por lo que se diferencian los flujos en una fase temprana (flujos 1 – 4) y una fase tardía (flujos 5 – 13) (Chevrel *et al.*, 2016b), de las que la única diferencia observable petrológicamente es la presencia de olivinos en las rocas menos evolucionadas, correspondiente a la fase temprana, mientras que las rocas de la fase tardía contienen hornblendas en lugar de los olivinos.

Con base en los datos obtenidos, Chevrel *et al.*, 2016b proponen un modelo de emplazamiento para El Metate. Suponen que un primer magma estancado en la corteza es invadido por un segundo magma de mayor temperatura. Este segundo magma asciende a la superficie generando el primer grupo de lavas emplazado en la superficie; es decir, las lavas de la fase temprana, las cuales dejan el conducto abierto para el ascenso del reservorio estancado, emplazando las lavas de la fase tardía del volcán (Figura 1.5).

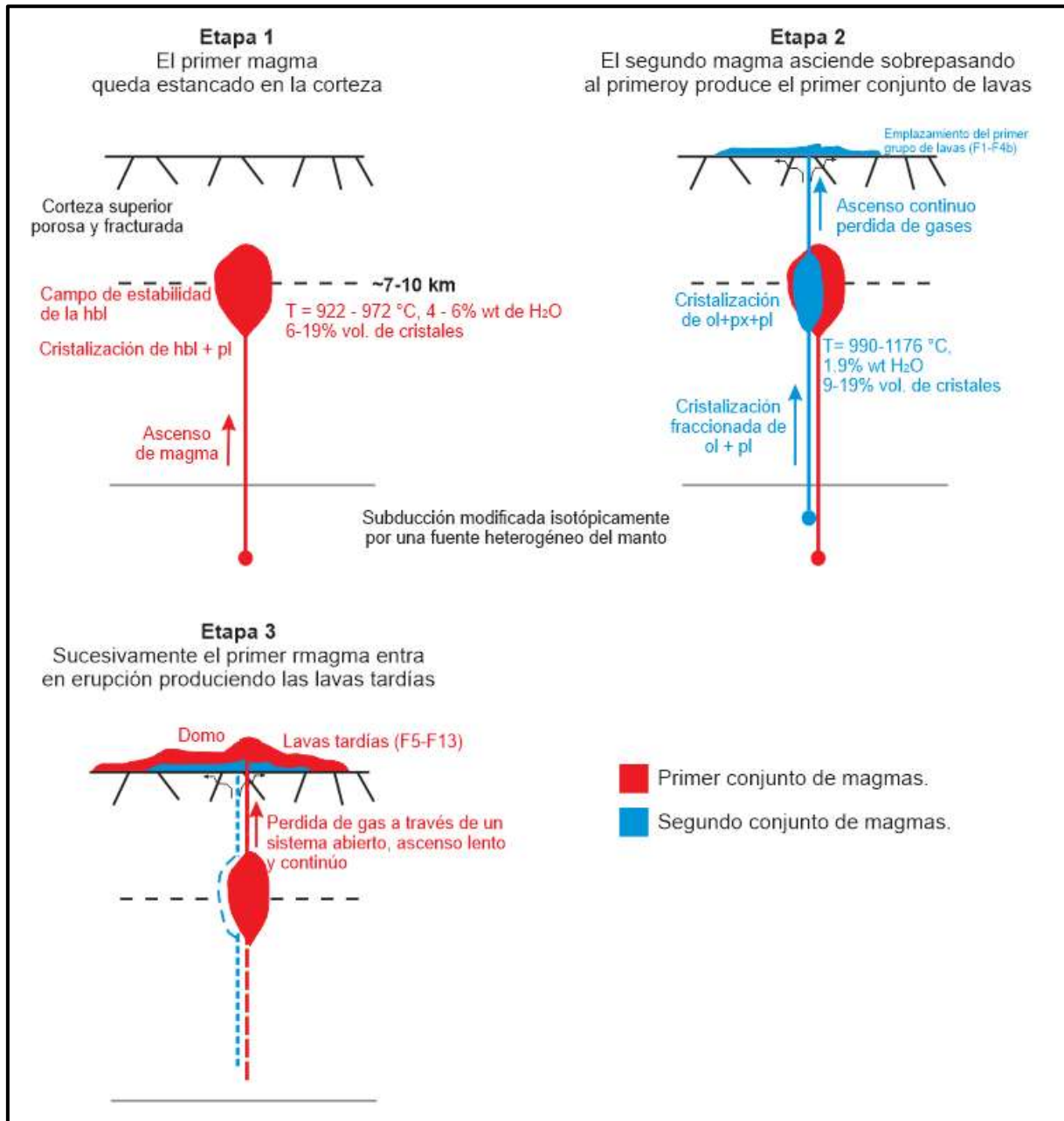


Figura 1. 5 Modelo de emplazamiento de El Metate. Modificado de: Chevrel *et al.* 2016b.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 Introducción: El Campo Magnético Terrestre

Se piensa que el interés de la humanidad por el magnetismo nace al observar la peculiar propiedad de atracción que posee la magnetita sobre ciertos materiales y aunque no se conoce con precisión cuando se hicieron las primeras observaciones de este fenómeno, se sabe que los primeros registros escritos fueron realizados por filósofos griegos cerca del año 800 a.C. Posteriormente, hacia el año 300 a.C.; los Chinos describieron las propiedades de la magnetita y la emplearon para construir una brújula rudimentaria que consistía de un objeto en forma de cuchara la cual se balanceaba y rotaba sobre una superficie plana pulida. No es hasta el año 1000 d.C., cuando se desarrollaron las primeras brújulas a base de agujas pivotadas y suspendidas (Lowrie, 2007). Para finales del siglo XII en toda Europa se creía que la brújula se alineaba con la estrella polar, sin embargo, en 1216 Roger Bacon cuestiona la universalidad de la dirección norte-sur de la aguja de la brújula y, tiempo después, fue demostrado que en realidad la alineación de la aguja es producida por una propiedad intrínseca de la Tierra (McElhinny *et al.*, 2000).

En 1269 el académico Pierre Pélerin de Maricourt, mejor conocido como Petrus Peregrinus escribió el primer tratado conocido sobre física experimental, en el cual describe algunas leyes de atracción magnética y define el concepto de polaridad por primera vez en Europa (McElhinny *et al.*, 2000). Para el siglo XIV los barcos de la marina británica fueron equipados con brújulas, las cuales fueron usadas en conjunto con métodos celestes para navegar y con el paso del tiempo se descubrió que la declinación cambiaba con la posición en el globo terrestre. Durante los siglos XV y XVI se estableció el primer patrón de variación de declinación alrededor del mundo. A finales del siglo XVI, Mercator reconoce que la declinación es la principal causa de error en la elaboración de los mapas de esa época (Lowrie, 2007).

Para 1600 el científico inglés William Gilbert publica *De Magnate*, un tratado en el cual se plasman todos los conocimientos existentes hasta aquel momento sobre magnetismo, incluyendo sus propios resultados producto de 17 años de investigación. Gilbert reconoció

que la Tierra por sí sola se comportaba como un gran imán. El descubrimiento de que la declinación del Campo Magnético Terrestre (**CMT**) cambia con el tiempo fue hecho de manera formal por Henry Gellibrand quien notó que en Inglaterra la declinación cambió aproximadamente 7° en 54 años, con estas observaciones dedujo lo que ahora es conocido como variación secular (Merrill *et al.*, 1998).

Durante la última parte del siglo XVIII muchas características del CMT fueron descritas, en este tiempo las grandes mentes de la física: Charles Augustin Coulomb, Alessandro Volta, Hans Christian Oersted, Jean-Baptiste Biot, Felix Savart, André Marie Ampère, Michel Faraday, Heinrich Lenz, Carl Friedrich Gauss y James Clerk Maxwell establecieron las bases para poder estudiar el magnetismo de manera cuantitativa e instauraron las relaciones entre las fuerzas eléctricas y magnéticas (Lowrie, 2007).

2.1.1 Origen del Campo Magnético Terrestre

Siguiendo su análisis de esféricos armónicos del campo magnético Terrestre, en el siglo XIX Gauss pudo demostrar analíticamente que el origen del CMT se ubica en el interior de la Tierra, basado en la observación de la magnetización uniforme de toda la Tierra (McElhinny *et al.*, 2000; Lanza y Meloni, 2006).

A inicios del siglo XX la sismología trajo un nuevo impulso en la búsqueda del origen del CMT. La hipótesis de que nuestro planeta posee un núcleo líquido, compuesto principalmente de elementos que eléctricamente son buenos conductores tales como el hierro, revitalizan la idea de un origen interno del campo magnético, pero de una manera distinta: el Campo Magnético Terrestre es generado por un sistema activo de corrientes eléctricas. Comienzan a hacerse suposiciones de que el CMT actual podría no ser un remanente de antiguos procesos, sino más bien una dinamo operando de manera continua (Lanza y Meloni, 2006; Lowrie, 2007)). La intensidad del campo dipolar ha decrecido en un rango de cerca del 5% por siglo desde que Gauss realizó su primer análisis por esféricos armónicos por lo que tanto Leanton y Malin (1967) como McDonald y Gunst (1968) especularon que el dipolo principal del CMT se extinguiría alrededor de los años 3700 a 4000 d.C. si dicha tendencia continuaba, sin embargo se ha observado que este proceso es probablemente sólo una parte de la variación natural del dipolo (McElhinny *et al.*, 2000).

Se piensa que el campo magnético principal de la Tierra es producido por corrientes eléctricas en el núcleo conductivo. Aunque el núcleo es un buen conductor, un sistema de corrientes eléctricas en el núcleo continuamente pierde energía debido a la disipación óhmica. La energía eléctrica perdida es convertida en calor, lo que contribuye al balance térmico del núcleo. Las ecuaciones de electromagnetismo aplicadas al núcleo muestran que una corriente eléctrica en el núcleo podría decaer a cero en alrededor de 10,000 – 20,000 años al menos de que se encuentre sostenido. Evidencias paleomagnéticas soportan la existencia del campo geomagnético desde el Precámbrico (3,000 Ma) Esto implica que el campo magnético debió ser continuamente mantenido o regenerado (Lowrie, 2007). La idea

de una dinamo magnética autosustentable fue propuesta de manera formal por Larmor en 1919 pero esta no fue inmediatamente aceptada. En 1933 Cowling pudo demostrar que un campo con simetría axial no podía sostenerse por medio de movimientos de fluidos con la misma simetría (Lanza y Meloni, 2006).

El flujo de fluidos en el núcleo externo consiste de una componente radial o poloidal y una rotacional. La energía del flujo radial proviene de dos fuentes: las corrientes de convección generadas por el gradiente de temperatura producto del lento enfriamiento de la Tierra y la convección generada por la flotabilidad de los elementos ligeros presentes en el núcleo. La componente rotacional del flujo es el resultado de un gradiente de velocidad radial en el núcleo líquido, con capas interiores que giran más rápido que las capas externas, la rotación relativa del fluido conductor arrastra líneas de campo magnético alrededor del eje de rotación para formar configuraciones toroidales anulares (Figura 2.1) (Lowrie, 2007).

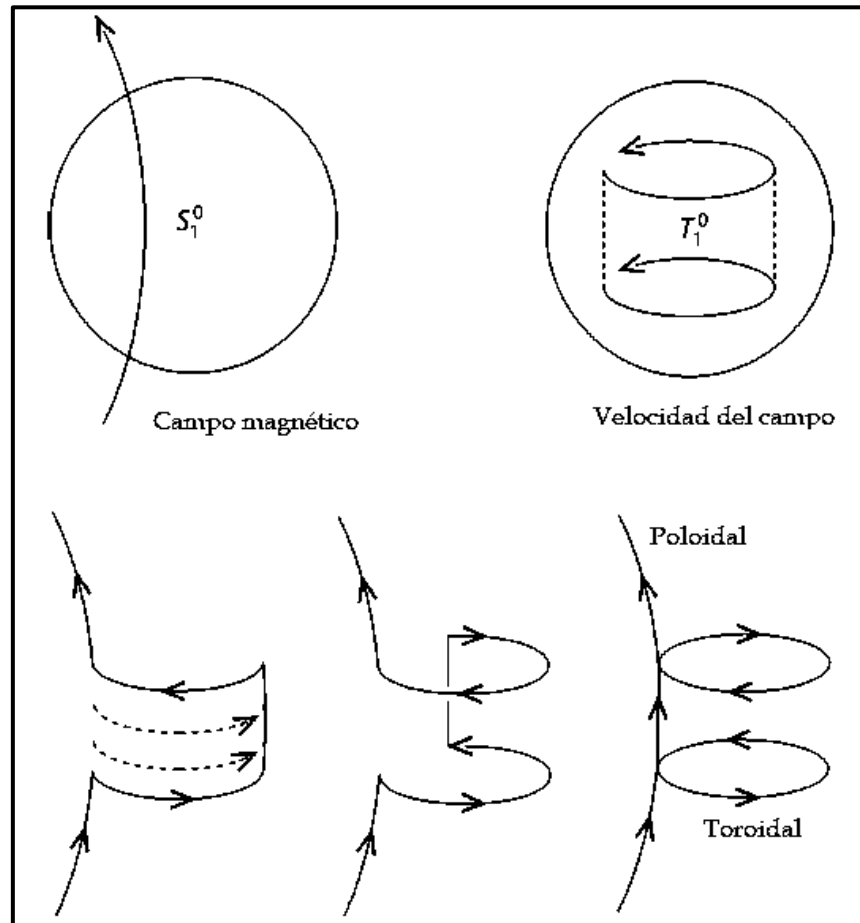


Figura 2. 1 Procesos que produce la dinamo de la Tierra: S_1^0 componente radial, T_1^0 componente rotacional.
Fuente: Lanza y Meloni, 2006.

En 1995 G. A. Glatzmaier y P. H. Roberts presentan un modelo numérico para la generación de un campo magnético asumiendo un núcleo externo fluido en convección alrededor de un núcleo interno sólido con períodos de rotación similares a los de la Tierra. La dinamo

simulada tuvo un carácter principalmente de tipo dipolar e intensidad similar a la de la Tierra y exhibió una deriva hacia el oeste del campo no dipolar comparable a la medida en la superficie de la Tierra. La simulación también presentó polaridades inversas espontáneas con largos períodos de polaridad constante entre polaridades de transición cortas. Durante las polaridades inversas el campo decreció en un orden de magnitud, tal como se ha observado en estudios paleomagnéticos (Figura 4.2) (Lowrie, 2007).

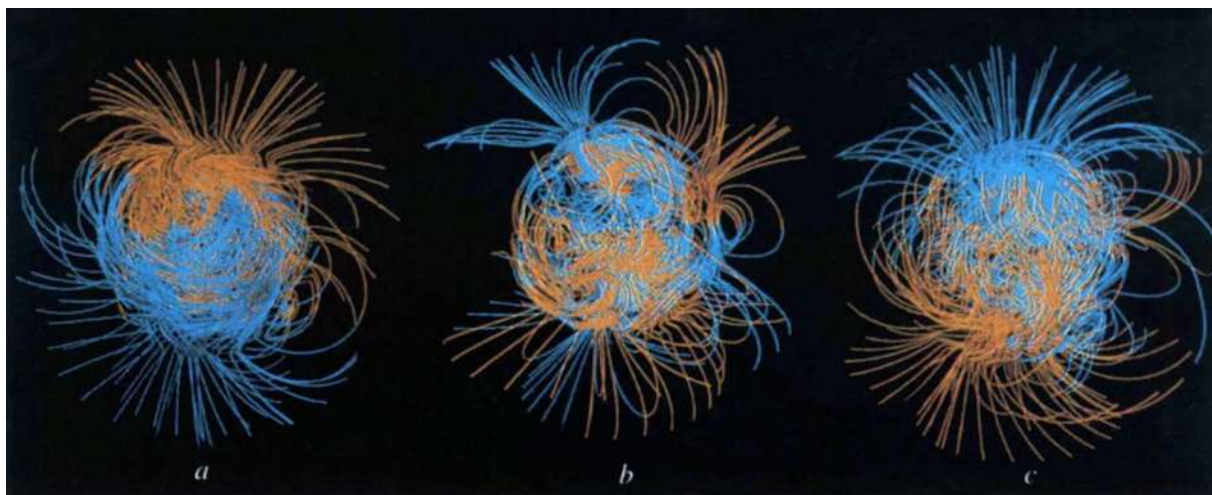


Figura 2. 2 Estructuras del campo magnético obtenidas por el modelo de Glazmaier y Roberts. a) Antes de una inversión magnética el campo se encuentra dominado por una componente dipolar, b) A mitad de camino de una transición el campo presenta una gran cantidad de dipolos, c) Ocurre la inversión y el campo vuelve a estar controlado por un dipolo. Fuente: *Glazmaier y Roberts, 1995*.

2.1.2 Morfología

La componente principal del campo magnético de la Tierra ha sido definida como un dipolo geocéntrico axial (Figura 2.3a), es decir, un campo magnético dipolar alineado a lo largo del eje de giro de la Tierra y centrado en ella (Tauxe, 2016). Puede ser descrito en cualquier punto sobre la superficie Terrestre por un vector indicando la dirección e intensidad del campo, dicho vector se define por tres elementos magnéticos: declinación, inclinación e intensidad (Sternberg, 1990).

La declinación (**D**) es el ángulo que forma la componente horizontal del vector con el norte geográfico, medido en grados y a favor de las manecillas del reloj tiene un rango de 0° a 360° . La inclinación (**I**) es el ángulo que forma el vector con el plano horizontal ($-90^\circ \leq I \leq 90^\circ$) y la intensidad es la magnitud total del vector (Figura 2.3b), normalmente se mide en micro Teslas (μT) (Soler-Arechalde, 2006).

El patrón de estos elementos sobre la superficie describe la estructura del campo. Los mapas de contorno de los valores de declinación, inclinación e intensidad del CMT indican que la mayor parte de este puede ser atribuido a un campo dipolar que se encuentra especificado por la orientación del eje y la fuerza del momento dipolar. Si el eje del dipolo

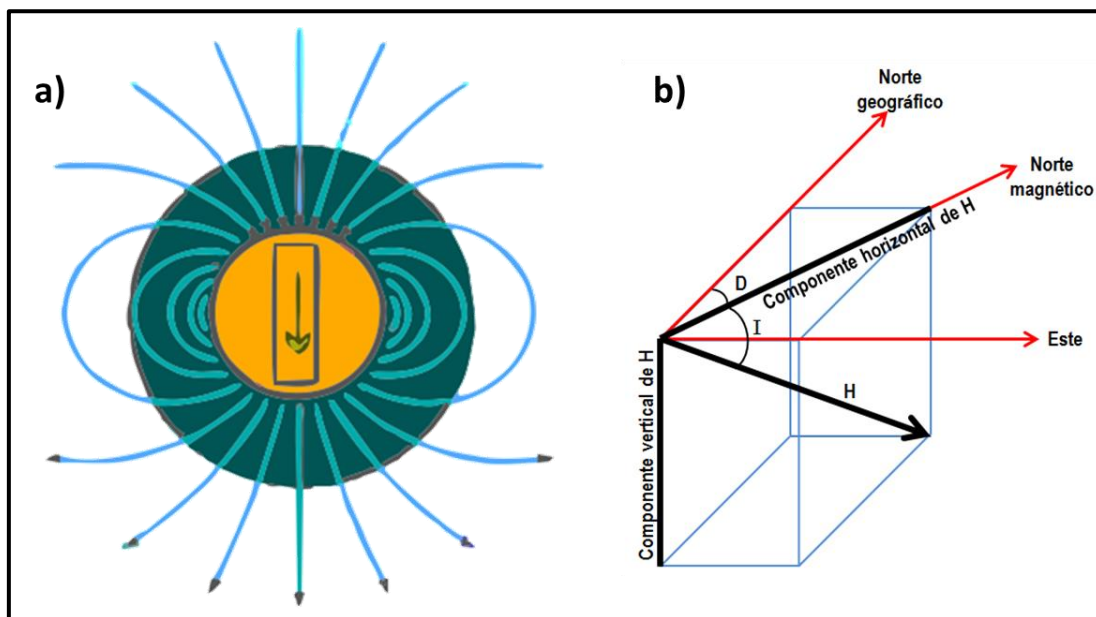


Figura 2. 3 Morfología del Campo Magnético Terrestre. a) Esquematzación del dipolo geocéntrico axial (Tauxe, 2016). b) Representación de las componentes del Campo Magnético Terrestre: Declinación (D), Inclínación (I) e Intensidad (H) (Butler, 1992).

fuera paralelo al eje de rotación de la Tierra, las líneas de contorno para la inclinación e intensidad del campo deberían ser paralelas a las líneas de latitud y la declinación sería igual a 0° en cualquier lugar. La inclinación tendría que variar de -90° en el polo sur geográfico a 0° en el ecuador y $+90^\circ$ en el polo norte geográfico y la intensidad debería tener el doble de fuerza en los polos que en el ecuador. La desviación del campo real de este patrón se debe en parte al hecho de que el dipolo tiene una inclinación de aproximadamente 11° con respecto al eje de rotación. El patrón del dipolo es además perturbado por la componente no dipolar del campo geomagnético que causa perturbaciones regionales del campo dipolar (Figura 2.4). El CMT sufre variaciones tanto espaciales como temporales. El cambio temporal del campo en escalas de tiempo, del orden de décadas a varios miles de años, se llama variación secular. Tanto la intensidad como la dirección del campo cambian debido a las variaciones de las componentes dipolares y no dipolares del campo y consecuentemente, estas variaciones son apreciables a nivel global aunque también hay diferencias regionales significativas (Sternberg, 1990).

2.2 Variaciones

Los orígenes de la variación secular, se dividen a grandes rasgos en dos contribuciones con periodicidades sobrepuestas: a) cambios en el campo no-dipolar, dominando los períodos más cortos y 2) cambios en el campo dipolar con períodos largos. Los cambios en el campo no dipolar dominan periodicidades de menos de 3000 años (Butler, 1992).

Durante los últimos 200 años el eje del dipolo se ha mantenido en una inclinación constante de 11° a 12° con respecto al eje de rotación. En la figura 2.5 se ilustra el registro histórico de

la variación secular en la dirección del campo geomagnético en el área de Greenwich, Inglaterra. Los patrones de la variación secular son similares en regiones subcontinentales por ejemplo, el patrón de la variación secular observado en París es similar al de Londres, pero estos son muy distintos a los de Centroamérica (Lowrie, 2007).

La distribución de la variación sobre la superficie de la Tierra puede ser representada por mapas de isoclinas de declinación, inclinación o intensidad, las cuales representan zonas con el mismo cambio anual de alguno de estos elementos del campo magnético. Dichos mapas muestran varias regiones en la Tierra en las que las líneas forman curvas cerradas alrededor de focos donde los cambios seculares son más rápidos (Figura 2.6). Estos focos no son permanentes, se mueven en la superficie de la Tierra, crecen y decaen con tiempos de vida del orden de 100 años (McElhinny, *et al.*, 2000).

En escalas de tiempo más largas que las consideradas anteriormente se han observado cambios en la polaridad (polaridad reversa), durante las cuales el dipolo produce un cambio de 180° en la dirección del campo geomagnético en todos los puntos. Dos formas de la variación secular aparecen en el registro histórico. El primero es la deriva hacia el oeste del campo no dipolar en un rango de cerca de 0.2° por año. El otro patrón predominante de variación secular es el decrecimiento casi lineal de cerca del 8% en el momento dipolar durante al menos 150 años (Sternberg, 1990).

El estudio de las variaciones espaciales y temporales del CMT y su naturaleza se han mantenido como temas centrales de las investigaciones paleomagnéticas. La base de datos global de direcciones paleomagnéticas es mucho más completa que los datos disponibles de paleointensidades, lo cual dificulta el modelado total del campo vectorial (Conte – Fasano *et al.*, 2006).

2.2.1 Variación secular geomagnética y sus modelos

El análisis del registro del campo geomagnético antiguo además de proveer una visión cada vez mejor de la evolución de la variación secular geomagnética en la superficie de la Tierra, es esencial para comprender los procesos de la dinamo en el núcleo externo terrestre (Pavón – Carrasco *et al.*, 2014). Gracias a los registros históricos se tiene una buena caracterización del campo geomagnético para el intervalo de tiempo de 1840 a 1980 d.C. (Constable *et al.*, 2000). Sin embargo, las mediciones se vuelven muy dispersas para antes del año 1600, por lo que para tener una perspectiva global del comportamiento del campo geomagnético se debe recurrir a la determinación del registro de la magnetización remanente tanto en materiales arqueológicos, como en flujos de lava y sedimentos de lago (Korte *et al.* 2005).

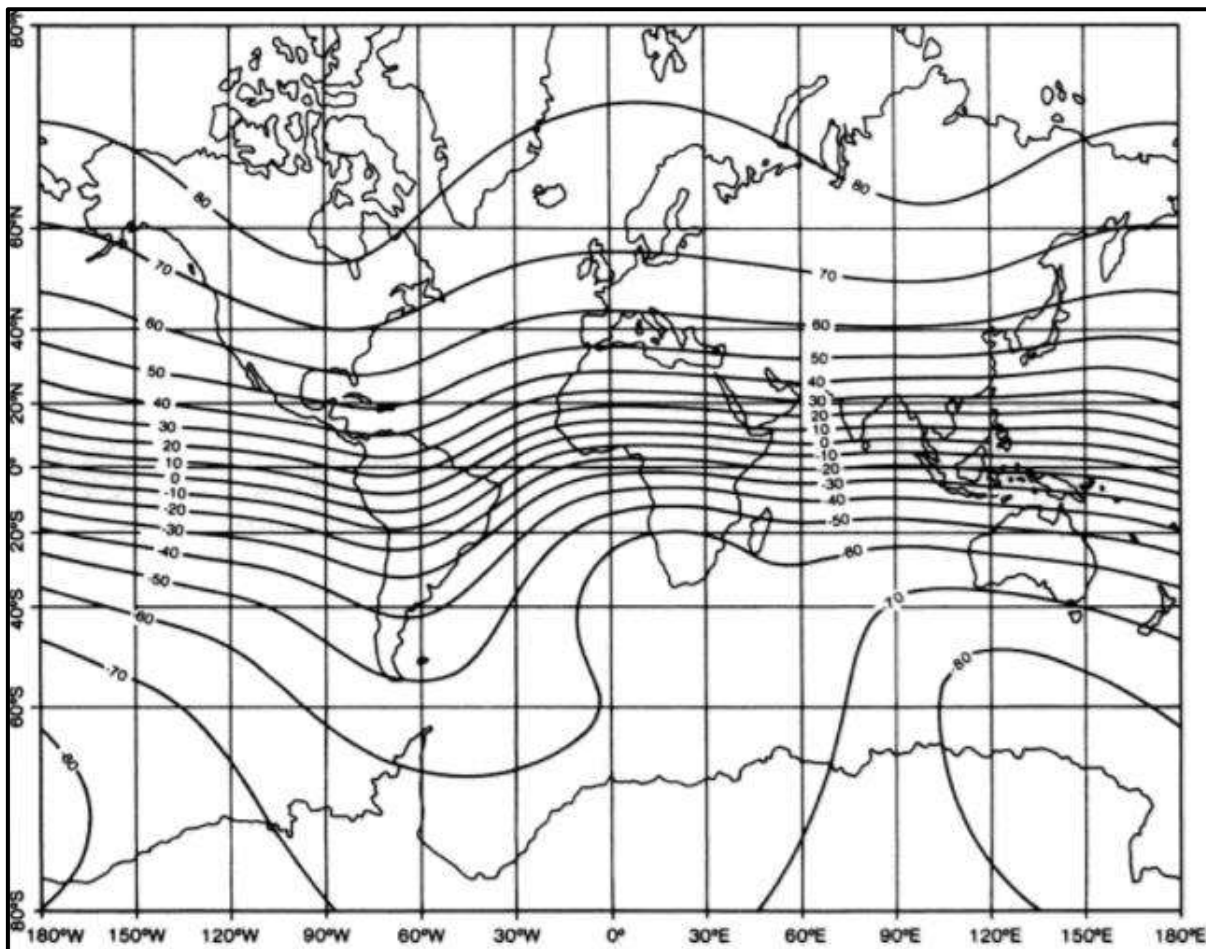


Figura 2. 4 Mapa de isoclinas de la inclinación magnética para 1980.

Entre los modelos globales desarrollados para la representación del campo geomagnético durante los últimos milenios se destacan, por sus características, los siguientes:

En el 2000, Constable *et al.* proponen el modelo PSVMOD1.0 desarrollado con una recopilación de datos paleodireccionales de 24 sitios distribuidos de manera global y los cuales son obtenidos de flujos de lava y sedimentos de lago. Estos datos son evaluados en intervalos de 100 años desde el año 1000 a.C. hasta el año 1800 d.C. y son procesados mediante series de tiempo. Posteriormente Korte *et al.* (2003), utilizan la misma base de datos empleado para el modelo de Constable para llevar a cabo un modelo temporalmente continuo para el período de 1000 a.C. a 1800 d.C., el cual lleva por nombre CALS3k.1 (Modelo Continuo Arqueomagnético y de Sedimentos de Lago para los últimos 3 ka, por sus siglas en inglés).

Korte *et al.* (2005) publican los modelos CALS3k.2 y CALS7k.2, los cuales fueron determinados mediante la inversión regularizada de mínimos cuadrados de datos arqueomagnéticos utilizando esféricos armónicos en el espacio y B-splines cúbicos en el tiempo. En estos dos modelos se emplean por primera vez datos de paleointensidades. Para

el año 2009, de los modelos de la familia CALSxx surge el modelo CALS3k.3, el cual está conformado por 29980 valores (10 604 valores más de los que contenía la versión anterior) y del que se derivan cinco modelos; ARCH3k.1 y ARCH3k_cst.1 realizados únicamente con datos arqueológicos, SED3k.1 procedente de los datos de sedimentos y, CALS3k.3 y CALS3k_cst.3 basados en ambos conjuntos de datos. La terminación “cst” colocada a los nombres de los modelos indica que se utilizaron únicamente los datos con los requisitos de calidad propuestos por Donadini *et al.* (2009). Finalmente, a esta familia de modelos se une el CALS10k.1b el cual tiene un alcance en el tiempo mayor cubriendo los últimos 10 mil años (Korte *et al.*, 2011).

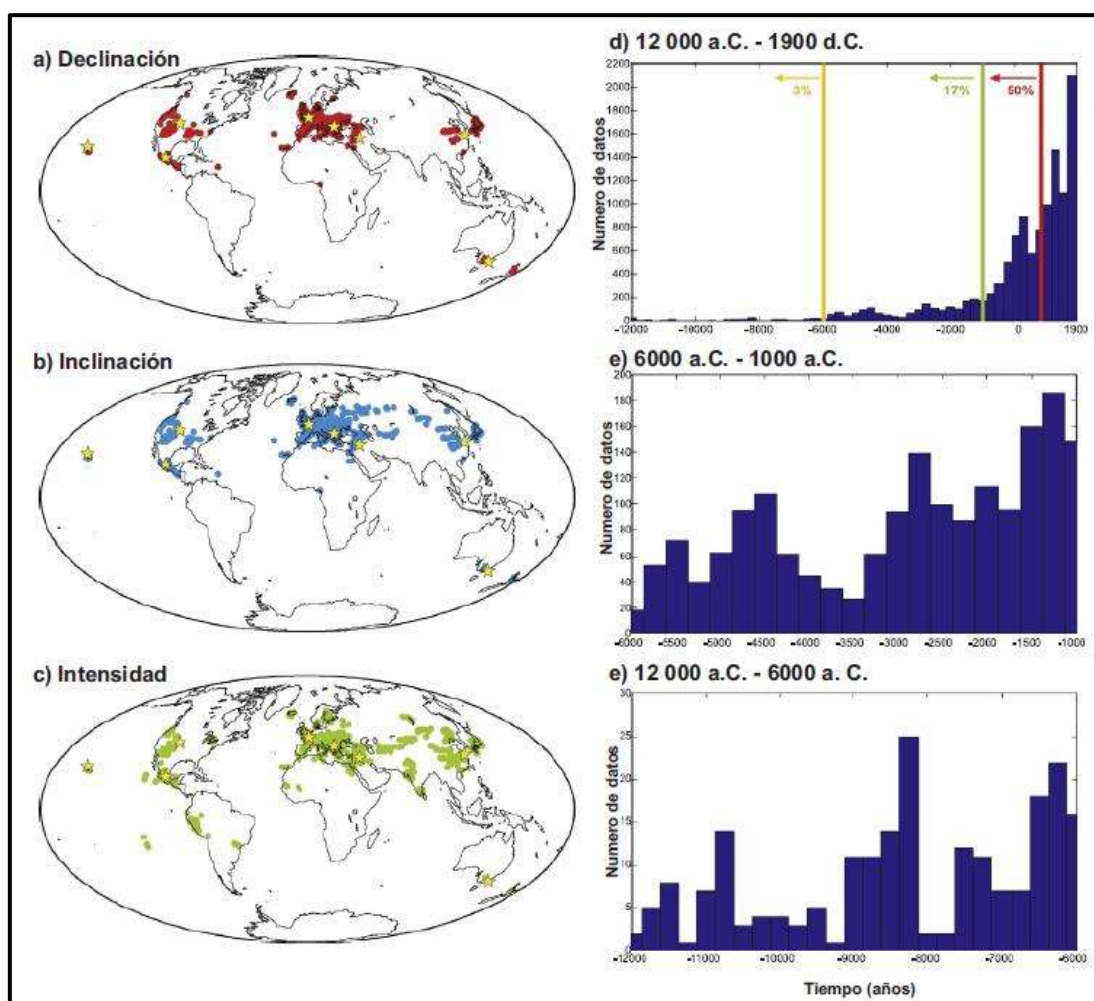


Figura 2. 5 Se presenta la distribución de datos utilizados en el modelo SHA.DIF.14k. a), b) y c) representan la distribución espacial de la declinación, inclinación e intensidad respectivamente, como puede observarse los datos se encuentran concentrados principalmente dentro del hemisferio norte. Los histogramas en d), e) y f) muestran la distribución temporal de los datos, el 50% de los cuales se aglomeran en los 1060 años más recientes representados en el modelo. Fuente: Pavón-Carrasco *et al.* 2014.

Para el desarrollo de este trabajo se empleó el modelo SHA.DIF.14k (Pavón – Carrasco *et al.*, 2014). Este modelo analiza el comportamiento del campo geomagnético para los últimos 14 000 años: de 12 000 a.C. a 1900 d.C. La construcción del modelo se realizó con el uso de

análisis de esféricos armónicos y B-splines cúbicos penalizados en el tiempo. Este modelo del campo geomagnético para el Holoceno está basado en datos arqueomagnéticos y de flujos de lava, evitando los datos de sedimentos ya que al comparar el bloqueo de la remanencia en estos con respecto a la remanencia térmica de los artefactos arqueológicos o de los flujos de lava, se puede considerar que esta se retrasa, lo que produce un fuerte alisamiento en las curvas de variación paleo-secular.

En el modelo global SHA.DIF.14k el término “SHA” hace referencia a la técnica matemática de Análisis por Esféricos Armónicos, “DIF” indica los elementos del campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad) ambos por sus siglas en inglés y “14k” indica que la validación de modelo es para los últimos 14 ka.

El conjunto de datos inicialmente considerado en este modelo, está compuesto de 12 779 valores: 3639 de declinación, 4690 inclinación y 4180 de intensidad. Como se puede apreciar en la Figura 2.5, la distribución temporal al igual que la distribución espacial no es homogénea, el 50% de los datos tiene edades de entre 840 y 1900 d.C. Sólo el 17% de los datos corresponde a edades anteriores al 1000 a.C. y sólo 3% cubre edades anteriores a 6000 a.C.

2.3 Fundamentos del Paleomagnetismo

Aunque la mayor parte de los minerales formadores de rocas no son magnéticos, todas ellas exhiben alguna propiedad magnética debido a la presencia, como minerales accesorios que constituyen solo un pequeño porcentaje de la roca, de distintos óxidos de hierro (McElhinny, *et al.*, 2000). La concentración baja y variable de minerales ferromagnéticos juega un papel clave en la determinación de las propiedades magnéticas de la roca que son significativas geológica y geofísicamente (Lowrie, 2007). Las propiedades magnéticas de los minerales están profundamente vinculadas a sus características mineralógicas y a sus diferencias casi imperceptibles, tales como la sustitución de un cierto número de cationes, los defectos de la red cristalina, etc., que pueden reflejarse altamente amplificadas, en sus características magnéticas.

La magnetización de dichos minerales es dominada por un registro del magnetismo antiguo, es decir, aquel magnetismo adquirido en el momento de formación de la roca, por lo que actúa como una brújula fósil capaz de proporcionar una estimación tanto de la dirección como de la intensidad del campo geomagnético en el pasado (Merrill *et al.*, 1998). El estudio del magnetismo en las rocas es denominado paleomagnetismo y es útil para entender tanto la historia del campo geomagnético a través del tiempo geológico (Butler, 1992) como las propiedades magnéticas de las rocas (Tauxe, 2003).

Al tipo de magnetización inicialmente medido en las rocas se le conoce como magnetización natural remanente (**NRM**) (Ver sección 2.3.6). El mecanismo por el cuál es adquirida depende tanto del modo de formación como de la subsecuente historia de las rocas, así

como de las características de los minerales magnéticos. La componente de la NRM adquirida al momento de la formación de la roca es denominada magnetización primaria; esta puede representar toda, parte o nada de la NRM total. Posterior a la adquisición de la magnetización primaria puede decaer total o parcialmente y ser reemplazada por algunas componentes adicionales mediante distintos procesos (p. ej. la alteración térmica y química de una roca que se encuentra en una zona de hidrotermalismo o la alteración isotermal de una roca originada por las descargas eléctricas producidas en una tormenta), dichas magnetizaciones son referidas como secundarias. Uno de los principales objetivos dentro de paleomagnetismo es identificar y separar las distintas componentes presentes en una roca (McElhinny, *et al.*, 2000).

2.3.1 Momento dipolar magnético

Las pequeñas unidades de una carga magnética conforman un dipolo magnético. El momento dipolar magnético, también conocido como momento magnético (**M**), se puede definir haciendo referencia a un par de cargas magnéticas (Figura 2.6a) o a una espira de corriente eléctrica (Figura 2.6b) (Butler, 1992). Para el par de cargas magnéticas, la magnitud de la carga es **m**, y un vector de distancia infinitesimal, **l**, separa la carga positiva de la carga negativa. El momento magnético, **M**, es:

$$M = m l \dots\dots\dots (2.1)$$

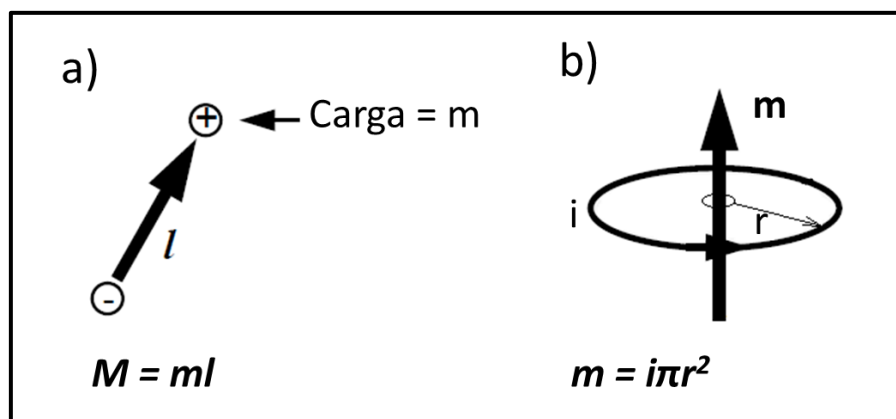


Figura 2. 6 a) Dipolo magnético construido a partir de un par de cargas magnéticas. b) Espira de corriente produciendo un momento magnético. Modificado de: Butler, 1992.

El momento magnético es creado por una corriente **i** y también depende del área de la espira de corriente, es decir, mientras mayor sea la espira, mayor será el momento magnético, lo cual implica que la magnitud del momento magnético puede ser cuantificada por:

$$m = i\pi r^2 \dots\dots\dots (2.2)$$

Así podemos considerar también que el momento magnético creado por un conjunto de espiras será la suma de los momentos individuales de ellas:

$$m = n i \pi r^2 \dots\dots\dots (2.3)$$

Con lo que se puede concluir que **m** tiene por unidades Am² (Tauxe, 2016).

2.3.2 Magnetización

La magnetización de un material puede considerarse que se produce debido a una alineación de dipolos pequeños (Figura 2.7a) o de corriente equivalentes de las espiras (Figura 2.7b) (Lowrie, 2007), por tanto, la intensidad magnética o magnetización, **J**, de un material es el momento dipolar magnético neto por unidad de volumen. Para calcular la magnetización de un volumen particular, la suma de vectores de los momentos magnéticos es dividida por el volumen que encierra estos momentos magnéticos.

$$J = \frac{\sum_i M_i}{\text{volumen}} \dots\dots\dots (2.4)$$

Donde M_i es la constituyente del campo magnético y la magnetización es medida en Am⁻¹ (Butler, 1992).

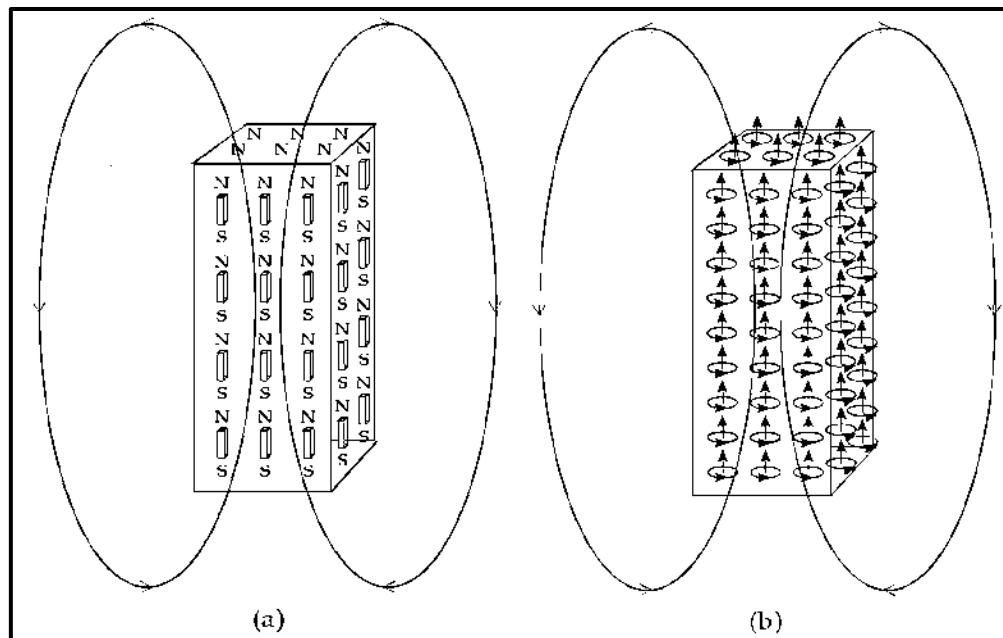


Figura 2. 7 Representación de la magnetización de un material a) desde la alineación de sus dipolos, b) con la corriente equivalente de las espiras que contiene. Fuente: Lowrie, 2007.

La magnetización de cualquier material esta generalmente compuesta por dos componentes: la magnetización remanente, la cual permanece en ausencia de un campo aplicado

(constituye el fenómeno conocido como ferromagnetismo; Tauxe, 2003); y la magnetización inducida que desaparece en cuanto dicho campo se remueve. Cuando se trata de rocas, la magnetización total $\mathbf{J}$ está formada por la suma vectorial de la magnetización de remanencia $\mathbf{J}_n$ y la magnetización inducida $\mathbf{J}_i$ por el campo magnético de la Tierra, donde:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_n + \mathbf{J}_i \dots\dots\dots (2.5)$$

En materiales isotrópicos la magnetización inducida $\mathbf{J}_i$ se encuentra a lo largo de la dirección del campo aplicado $\mathbf{H}$ y es proporcional a la magnitud del campo:

$$\mathbf{M}_i = \chi \mathbf{H} = \frac{\chi \mathbf{B}}{\mu_0} \dots\dots\dots (2.6)$$

Donde $\mathbf{B}$ es la inducción magnética y χ es la constante de proporcionalidad conocida como susceptibilidad magnética. Dado que $\mathbf{H}$ y $\mathbf{M}_i$ tienen las mismas dimensiones, χ es un valor adimensional (McElhinny *et al.*, 2000).

2.3.3 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad es una medida cuantitativa de la medida en que un material puede magnetizarse en relación con un campo magnético aplicado dado (Petrovsky, 2007). La susceptibilidad magnética es el primer parámetro a considerar al iniciar un estudio paleomagnético, ya que este permite clasificar a los minerales en tres categorías: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, y por tanto permite hacer una primera evaluación de las propiedades magnéticas de las rocas (Lanza, *et al.*, 2006).

► **Minerales diamagnéticos.** En los materiales diamagnéticos, todos los electrones en los átomos se encuentran en pares por lo que el momento magnético resultante es cero. Cuando se aplica un campo magnético externo, se induce una corriente cuyo campo magnético asociado se dirige de forma opuesta al campo aplicado, dicho momento magnético se denomina momento diamagnético y además de ser negativo en relación con el campo magnético aplicado es independiente de la temperatura (Teweldemedhin *et al.*, 2007). A esta categoría pertenecen algunos de los minerales más comunes, por ejemplo la calcita y la dolomita dentro de los carbonatos, y el cuarzo y el feldespato de entre los silicatos. Su susceptibilidad está en el orden de $-10 \mu\text{SI}$ (Lanza *et al.*, 2006).

► **Minerales paramagnéticos.** En los materiales paramagnéticos, los átomos constituyentes tienen electrones desapareados que dan como resultado un momento magnético neto. Generalmente, a temperatura ambiente, los momentos magnéticos individuales tienen una orientación aleatoria (Figura 2.8a), pero si se aplica un campo magnético externo, los momentos magnéticos tienden a alinearse paralelos a dicho campo. La alineación de los momentos magnéticos de una sustancia paramagnética bajo un campo magnético aplicado se opone al movimiento térmico de los iones magnéticos que tienden a volver aleatorios los momentos, por lo tanto, la susceptibilidad

paramagnética observada de una sustancia aumenta con la disminución de la temperatura ya que el efecto del movimiento térmico se reduce conforme disminuye la temperatura (Figura 2.8b) (Teweldemedhin *et al.*, 2007). Dentro de los minerales paramagnéticos se incluyen muchos de los principales constituyentes de rocas: piroxenos, anfíboles, micas y minerales arcillosos. Su susceptibilidad está en el orden de 100 – 5000 μSI y puede tener variaciones bastante amplias, también vinculadas a la variabilidad de los cationes de Fe dentro de un mismo mineral (Lanza *et al.*, 2006).

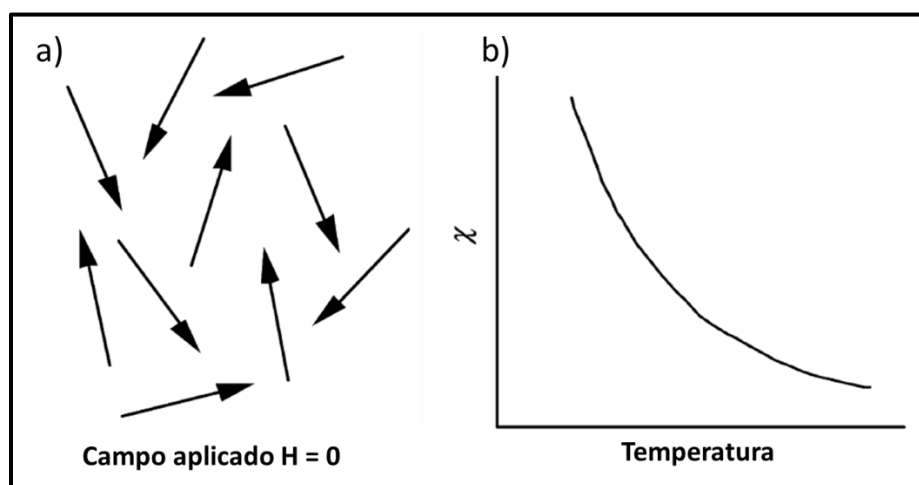


Figura 2. 8 Representación de un material paramagnético. a) Orientación aleatoria de sus momentos magnéticos, b) Dependencia de la susceptibilidad magnética con la temperatura. Fuente: Teweldemedhin *et al.*, 2007

► **Minerales ferromagnéticos.** En una sustancia ferromagnética, los momentos magnéticos de los átomos adyacentes se alinean paralelamente unos con otros bajo una cierta temperatura crítica (temperatura de Curie, ver sección 2.3.7) (Teweldemedhin *et al.*, 2007). Los minerales ferromagnéticos más importantes son los óxidos de Fe y algunos sulfuros de Fe. La susceptibilidad dentro de este grupo es muy variable: la hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$), por ejemplo, puede tener valores de 1000 μSI mientras que la magnetita (Fe_3O_4) puede alcanzar valores de 10^7 μSI . Por tanto, el grado de oxidación juega un papel muy importante en esta característica. Los minerales ferromagnéticos no son numerosos y la mayoría se encuentran presentes en las rocas en pequeñas cantidades como minerales accesorios (<5%). Sin embargo, su extremadamente alta susceptibilidad provoca que un contenido tan bajo como 0.1% pueda enmascarar los efectos magnéticos del resto de los minerales (Lanza *et al.*, 2006).

2.3.4 Dominios magnéticos

Los materiales ferromagnéticos están constituidos por pequeñas regiones conocidas como dominios magnéticos, los cuáles pueden ser considerados como el enlace entre el mundo de los átomos (donde se producen los fenómenos magnéticos elementales) y el mundo macroscópico de los cristales, por tanto, los dominios magnéticos pueden verse como los

componentes que determinan las propiedades magnéticas de una roca (Lanza, 2006). Un principio básico que permite comprender los dominios magnéticos es que las partículas ferromagnéticas poseen varias energías que controlan su magnetización y sin importar cuan simple o compleja sea la combinación de energías, el grano siempre busca la configuración de la magnetización que minimiza su energía total (Butler, 1992).

Los dominios son separados unos de otros por delgadas regiones ($0.1 \mu\text{m}$ de espesor) denominadas **paredes de Bloch** (Lowrie, 2007).

Mientras menor sea el tamaño del grano, menor será el número de dominios magnéticos. Llegando así a tener granos tan pequeños que la energía requerida para crear una pared de dominio es mayor que la disminución de la energía magnetostática resultante de dividir el grano en dos dominios, por lo que, para este tamaño de partículas, no es energéticamente favorable subdividir el grano en numerosos dominios quedando conformados por un único dominio, estos granos son referidos como de dominio simple (**SD**). (Butler, 1992). Los granos SD son portadores de una fuerte magnetización ya que los momentos de todos sus spines son paralelos (Figura 2.9a), además poseen una alta coercitividad y una susceptibilidad magnética relativamente baja, por lo que los granos SD tienden a ser portadores muy eficientes de la magnetización remanente (Lanza, 2006).

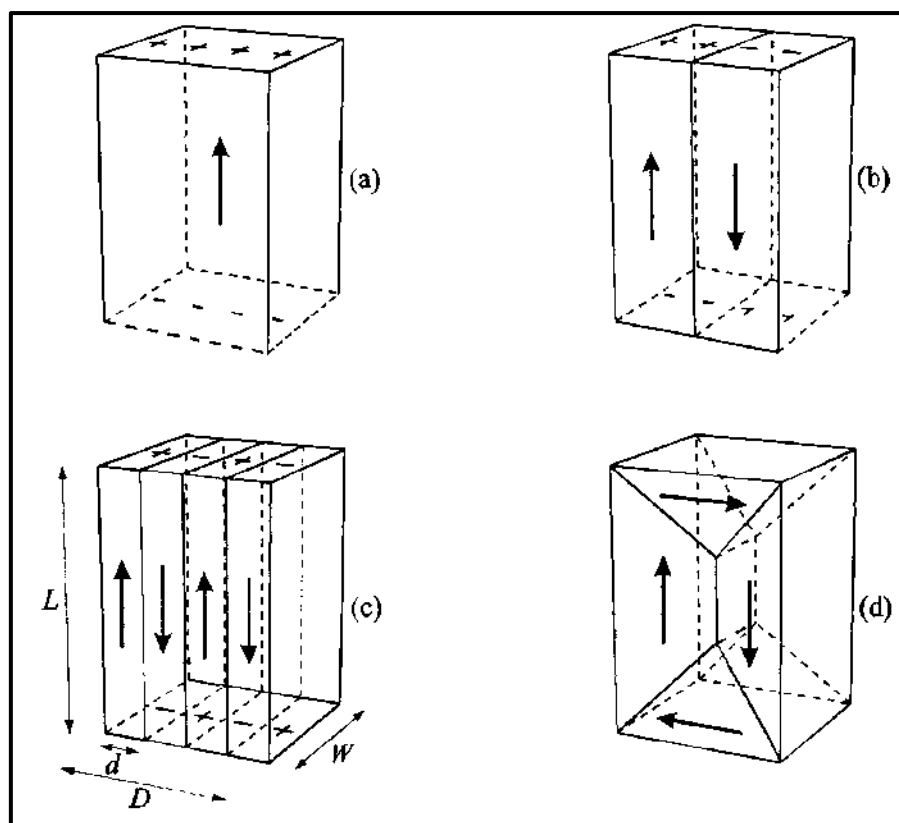


Figura 2. 9 Subdivisión de un grano ferromagnético en dominios. a) Estructura de un grano de dominio sencillo, sus polos se encuentran ampliamente separados. b) Estructura con dos dominios, la separación de sus polos es menor. c) Estado de cuatro dominios, d) Estado de dos dominios de cierre formados a lo largo de la superficie del grano para minimizar la energía magnetostática. Fuente: McElhinny, 2000.

Cuando un grano es lo suficientemente grande, la energía magnética asociada con su magnetización crece tanto que la magnetización no puede mantenerse uniforme. Para reducir esta energía, la magnetización se subdivide en unidades más pequeñas, uniformemente magnetizadas, generando así granos de dominio múltiple (**MD**), lo cual reduce a cero la magnetización al tiempo que la energía magnetostática se reduce casi a la mitad (Figuras 2.9c y 2.9d). Un gran grano MD puede contener muchas paredes de dominio fácilmente móviles, en consecuencia, es mucho más fácil cambiar la magnetización de un grano multidominio que de un grano de dominio único. Como resultado, los granos multidominio son portadores menos estables de magnetización remanente en comparación con los granos de un solo dominio (Lowrie, 2007).

El paso de granos SD a MD ocurre gradualmente a través de un estado conocido como pseudo dominio sencillo (**PSD**), en el que el grano se subdivide en unos pocos dominios (Figura 2.9b). En este caso, la interacción entre las paredes y la superficie del grano limitan la capacidad de movimiento de las paredes y las características magnéticas son similares a las de los granos SD (Lanza, 2006). Estos granos son importantes para comprender la magnetización de rocas que contienen magnetita o titanomagnetita. Las distribuciones granulométricas de muchas rocas ígneas y sedimentarias alcanzan un pico dentro del campo de PSD de magnetita, pero tienen solo un pequeño porcentaje de partículas dentro del campo de SD verdadero. En consecuencia, los granos de PSD pueden ser portadores importantes de paleomagnetismo (Butler, 1992).

2.3.5 Ciclos de histéresis magnética

La magnetización de un dominio magnético depende de dos efectos contrastantes: Por un lado, hay que considerar que estos tienden a permanecer en su dirección de más fácil magnetización correspondiente al valor mínimo de energía magnetostática y, por otro lado, el torque ejercido por H tiende a alinearlos en su dirección. Ambas direcciones corresponden a estados distintos de energía separados por una barrera, la cual es superada al ir aumentando H y la magnetización espontánea se recrea en la dirección del campo.

Supongamos un campo $H = 0$ como estado inicial: cada uno de los dominios de la muestra está orientado según su propia dirección de fácil magnetización y en conjunto su resultante es $J = 0$ (Punto 0 de la figura 2.10a). Con una pequeña intensidad de H , el desplazamiento de las paredes favorece el crecimiento de los dominios magnetizados en direcciones cercanas a las del campo y la muestra adquiere así una magnetización reversible, conforme aumenta H , algunos dominios comienzan a rotar su dirección de magnetización (Figura 2.10b, Punto 1 Figura 2.10a) con una transición discreta desde el estado de energía magnetostática más bajo a un estado con mayor energía, pero favorecido por el hecho de que la rotación reduce la energía vinculada a la influencia de H . A medida que los dominios se alinean progresivamente, el número de aquellos cuya dirección es diferente de H se reduce, hasta que para un cierto valor llamado campo de saturación (**H_s**), todos los dominios son paralelos y su resultante alcanza la magnetización de saturación J_s (Figura 2.10c, Punto

2 de la figura 2.10a). En este punto aumentar el campo no tiene ningún efecto, ya que no quedan dominios para orientar. Al dejar que H disminuya ahora, la energía de interacción entre el campo y los dominios disminuye: algunos dominios vuelven a su dirección de fácil magnetización y J disminuye gradualmente. Cuando el campo aplicado llega a cero, $H = 0$, no todos los dominios pueden superar la barrera de energía que los separa del estado de fácil magnetización y un cierto número permanece orientado en la dirección que H tenía. La muestra tiene una magnetización residual $J_r \neq 0$, llamada remanencia de saturación (Figura 2.10d, Punto 3 de la Figura 2.10a). Para reducir J_r a cero, se debe hacer que H crezca en la dirección opuesta, de modo que los dominios comiencen a magnetizarse en la nueva dirección y la correspondiente magnetización $-J$ se resta de la anterior. La fuerza coercitiva $-H_c$ es el valor del campo en el cual se mide $J = 0$ (Figura 2.10e, Punto 4 de la Figura 2.10a). Al continuar aumentando el módulo en $-H$, $-J$ también aumenta hasta alcanzar los valores $-H_s$ y $-J_s$, que tienen el mismo significado que los anteriores. Volviendo de manera similar al valor a $+H_s$ uno obtiene una curva que es simétrica a la anterior y el ciclo de histéresis se cierra (Lanza *et al.*, 2006).

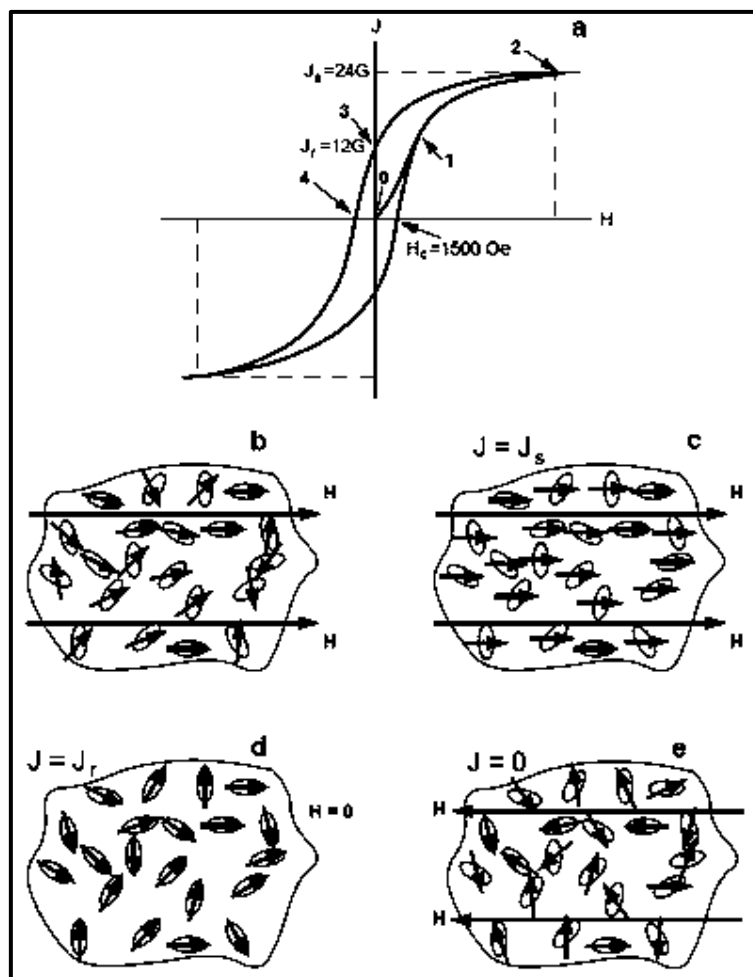


Figura 2. 10 Curva de histéresis para un material sintético que contiene el 5% de volumen de partículas de magnetita de dominio sencillo. La magnetización de saturación de la muestra es J_s , la magnetización remanente de la muestra es J_r , la fuerza coercitiva neta es H_c , la explicación de los comportamientos de los dominios magnéticos marcados con b, c, d y e se presentan en el texto. Fuente: *Butler, 1992*.

2.3.6 Tipos de magnetización

Como se mencionó anteriormente, los minerales ferromagnéticos tienden a magnetizarse espontáneamente en la dirección del campo de la Tierra dándole a la roca una remanencia primaria J_r . Dicha remanencia tiende a conservarse a través del tiempo geológico, a menos que algún proceso natural proporcione la energía térmica o magnética necesaria para modificar el arreglo del dominio produciendo una transformación; las rocas son por tanto un archivo de la historia magnética de la Tierra. A la remanencia de una roca se le llama Magnetización Remanente Natural (**NRM**) y se puede adquirir a través de diferentes procesos, simultáneos o posteriores a la formación de la roca, produciendo ya sea una magnetización primaria o una magnetización secundaria respectivamente (Lanza *et al.*, 2006). A continuación se da una breve explicación de los tipos más comunes de magnetización que se registran en las rocas, destacando aquellos que se consideran más importantes para la finalidad de este trabajo.

► **Magnetización Remanente Térmica (TRM):** La remanencia adquirida por una roca durante el enfriamiento desde el punto de Curie (T_C)¹ a la temperatura ambiente se denomina Magnetización Térmica Remanente (**TRM**). Al enfriarse desde una temperatura alta, la magnetización espontánea aparece y esto supone un equilibrio de la magnetización en presencia de un campo aplicado (McElhinny, *et al.*, 2000). Si consideramos un flujo de lava que acaba de ser extruido (Figura 2.11a), al encontrarse con el aire la lava fundida se solidifica rápidamente. Mientras su temperatura está por encima de la temperatura de Curie, no hay magnetización remanente; la energía térmica domina el sistema y este tiene un comportamiento paramagnético. Sin embargo, a medida que la roca se enfría por debajo de la temperatura de Curie de sus fases magnéticas los minerales magnéticos se vuelven ferromagnéticos. Los momentos magnéticos en el flujo de lava tienden a cambiar de una dirección de fácil magnetización a otra, con un ligero sesgo estadístico hacia la dirección del campo aplicado (Figura 2.11c). Por lo tanto, la magnetización de equilibrio de los granos no está completamente alineada, ya que el grado de alineación es una función lineal del campo aplicado para campos bajos como los de la Tierra (Tauxe, 2003).

► **Magnetización Remanente Química (CRM):** Un mineral ferromagnético que se forma por debajo de su punto de Curie adquiere una Magnetización Remanente conocida como Química o de Cristalización (**CRM**). Los procesos que generan este tipo de magnetización pueden ser la nucleación y/o el crecimiento de una nueva fase ferromagnética, por ejemplo, tenemos la formación de un cementante de hematita en un sedimento o la alteración de una fase preexistente, como la oxidación de magnetita a hematita (Lanza *et al.*, 2006).

¹ Por encima de una temperatura característica para cada tipo de mineral (conocida como temperatura o punto de Curie) el comportamiento de sus spines cambia y el material se convierte en paramagnético. La temperatura de Curie de la magnetita, por ejemplo, es de 560 °C.

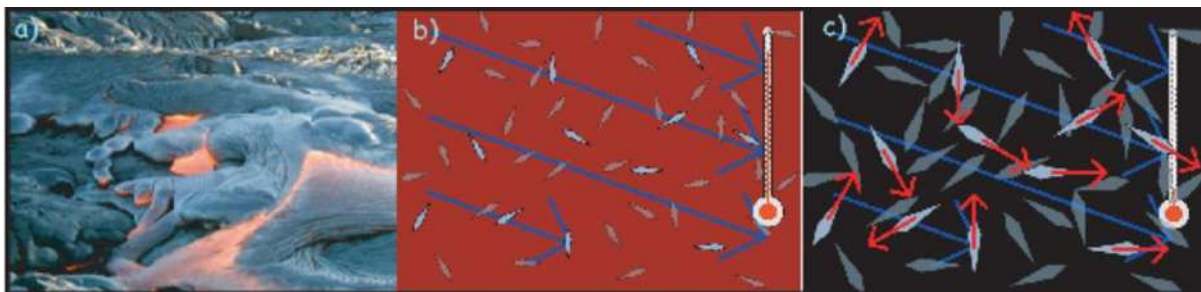


Figura 2. 11 Representación de la adquisición de una TRM. a) Flujo de lava, b) Mientras la lava todavía está por encima de la temperatura de Curie, los cristales comienzan a formarse. c) A medida que la lava se enfría, los momentos se arreglan preservando una remanencia térmica. Fuente: *Tauxe, 2016*.

► **Magnetización Remanente Viscosa (VRM):** La magnetización remanente corresponde a un estado ordenado que dura con el tiempo ya que está limitado por barreras de energía, sin embargo, existe la probabilidad de que las barreras sean superadas, los dominios magnéticos cambien su disposición y por tanto, la magnetización cambia gradualmente con el tiempo. En el caso de las rocas, la nueva magnetización tiende a orientarse en la dirección que presenta en ese momento el campo magnético Terrestre, a este tipo de remagnetización se le conoce como Magnetización Remanente Viscosa (**VRM**) (Lanza *et al.*, 2006).

► **Magnetización Remanente Isothermal (IRM):** Como lo indica su nombre, la Magnetización Remanente Isothermal (**IRM**) es una magnetización remanente adquirida sin la ayuda de cambios en la temperatura (Jackson, 2007). Al exponer a una partícula a un gran campo magnético, esto permitirá que las partículas magnéticas cuya coercitividad están por debajo de ese campo muevan sus momentos magnéticos a una dirección con un ángulo más favorable al campo aplicado, dando como resultado una ganancia de remanencia en esta dirección (Tauxe, 2016). Una IRM es fácilmente producida en laboratorio y es utilizada para caracterizar a los minerales ferromagnéticos presentes en una roca (Lanza *et al.*, 2006), también se pueden encontrar IRM's de origen natural formadas por rayos, los cuales han sido reconocidos como un mecanismo significativo para la sobreimpresión de remanencia natural, debido principalmente a los fuertes campos magnéticos que generan localmente (Jackson, 2007).

2.4 Técnicas de desmagnetización

El procedimiento general en la desmagnetización progresiva es la desmagnetización secuencial de un espécimen a niveles progresivamente mayores, midiendo la NRM remanente después de cada desmagnetización. Los procedimientos generalmente utilizados son la aplicación de desmagnetización progresiva por campos alternos (**AF**) y la desmagnetización térmica. A estos procedimientos le sigue la comparación de los resultados por ambas técnicas, con el objetivo de identificar componentes de la NRM que son portadas por granos ferromagnéticos con un intervalo particular de coercitividad o temperatura de bloqueo. La resistencia a la desmagnetización está íntimamente relacionada con la

estabilidad de la NRM; las componentes con baja estabilidad son fácilmente desmagnetizadas, mientras que los de alta estabilidad son removidos únicamente con altos niveles de desmagnetización (Buttler, 1992). A continuación se explica de manera breve los fundamentos tanto de la desmagnetización térmica como de la desmagnetización por campos alternos así como de los principales diagramas que se emplean para la interpretación de los resultados obtenidos por ambas técnicas.

2.4.1 Desmagnetización por campos alternos (AFD)

En la desmagnetización por campos alternos (**AFD**), se aplica un campo oscilante a una muestra paleomagnética en un entorno de campo magnético nulo, el campo magnético alterno tiene una forma sinusoidal cuya amplitud tiende a disminuir de manera lineal con el tiempo (Figura 2.12) (Butler, 1992). Todos los momentos de las partículas con coercividades² por debajo del pico AF seguirán el sentido del campo. Estos momentos arrastrados serán retenidos a medida que el campo máximo decaiga gradualmente por debajo de las coercividades de los granos individuales. Suponiendo que haya una sucesión de coercividades en la muestra, los granos de baja estabilidad se pegarán la mitad a lo largo de una dirección de la AF y la mitad a lo largo de la otra dirección; la contribución neta a la remanencia será por lo tanto cero (Tauxe, 2016).

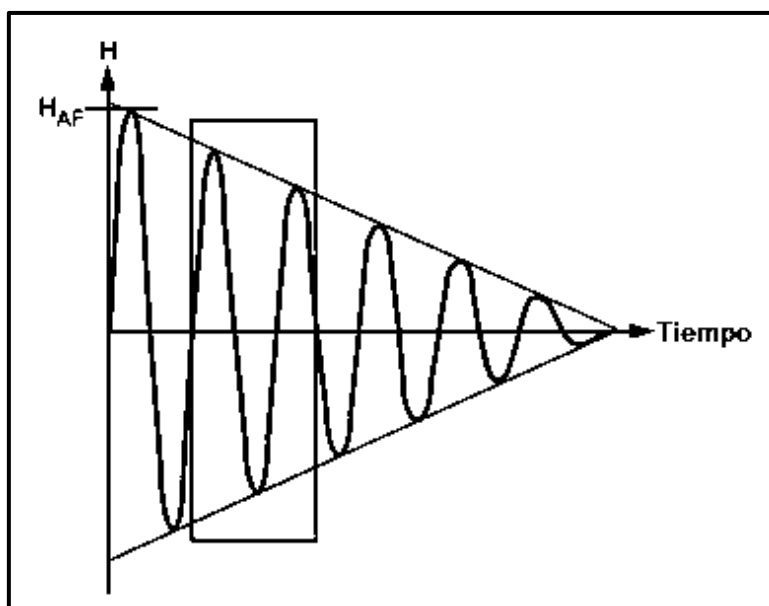


Figura 2. 12 Forma de la onda de campo magnético utilizada en la desmagnetización por campos alternos que muestra el campo magnético en función con el tiempo, la onda tiene una forma sinusoidal con decaimiento lineal en la amplitud. Fuente: *Butler, 1992*.

La AFD a menudo es eficaz para eliminar componentes secundarias de la NRM y aislar la NRM característica (**ChRM**) en rocas que poseen titanomagnetita como el mineral

² Se entiende por coercitividad la intensidad del campo magnético que debe ser aplicado a un material ferromagnético para reducir su magnetización a cero.

ferromagnético dominante. En dichas rocas, la componente secundaria de la está registrada principalmente en los granos MD, mientras que la ChRM es retenida por los granos SD o PSD. Los granos MD tienen una coercitividad menor que la de los granos SD y PSD, por lo tanto, la desmagnetización de AF puede eliminar una NRM secundaria portada por los granos de baja coercitividad sin afectar la ChRM (Butler, 1992).

2.4.2 Desmagnetización térmica

El procedimiento para la desmagnetización térmica implica calentar un espécimen a una temperatura elevada (T_{demag}) por debajo de la temperatura de Curie de los minerales ferromagnéticos que lo constituyen, y luego enfriarlo a temperatura ambiente en un campo magnético cero. Esto hace que todos los granos con temperatura de bloqueo (T_B) $\leq T_{\text{demag}}$ adquieran una magnetización termoremanente en $H = 0$, borrando así la NRM que portaban estos granos (Butler, 1992). La magnetización de cada conjunto de minerales que responden a una cierta temperatura se llama Magnetización Remante Térmica parcial (**pTRM**).

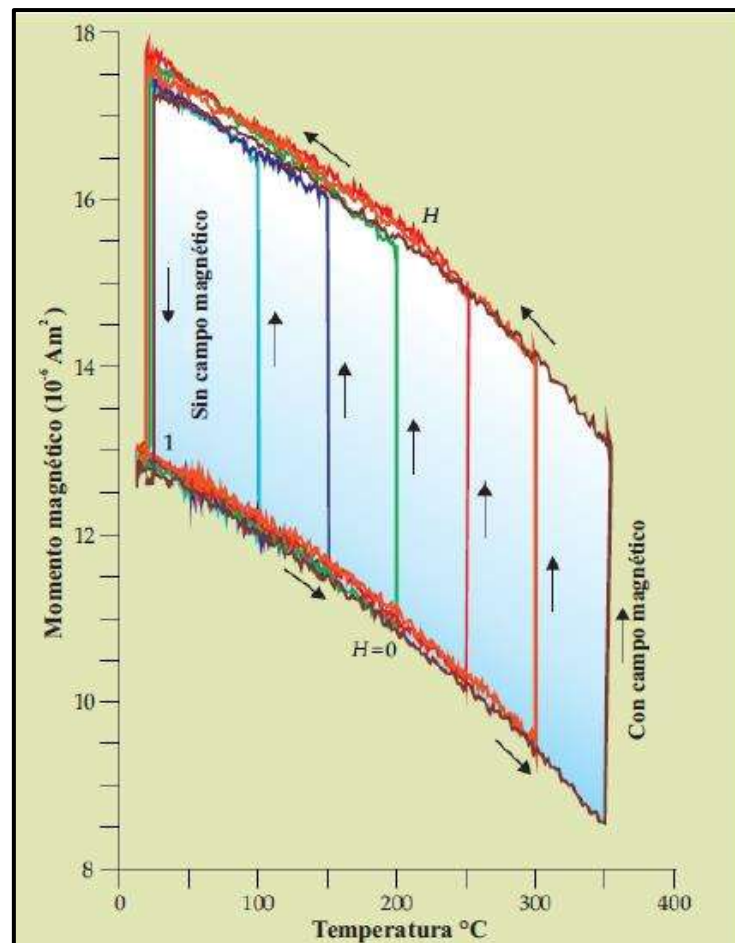


Figura 2. 13 El método Thellier determina la intensidad del campo magnético antiguo mediante la comparación de la pérdida de una magnetización remanente térmica con una ganancia de una TRM inducida en laboratorio por una serie de ciclos con y sin campo. Cada una de las flechas verticales indica la temperatura a la cual se realiza el experimento y se observa la pTRM perdida. Fuente: Dunlop, 2012.

La permanencia del registro magnético de un mineral depende principalmente de la temperatura a la cual fue expuesto mientras se enfrió en el campo magnético terrestre. El método de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) es uno de los métodos para la determinación de la intensidad del campo antiguo (paleointensidad) basado en la desmagnetización térmica por pasos, ya que cada pTRM es ganada o perdida en un pequeño intervalo de temperaturas y actúa independientemente de las pTRM producidas en otros intervalos de temperatura (Figura 2.13). Por tanto, si las distintas magnetizaciones parciales se producen por campos con distintas fuerzas o direcciones, estas pueden ser separadas cuando la magnetización total es desmagnetizada por calentamientos en un campo cero (Dunlop, 2012).

Al actuar de manera independiente, las pTRM pueden ser agregadas vectorialmente para formar una TRM compuesta que, de igual forma, se puede separar para dejar ver sus componentes individuales. Finalmente, se puede explicar la termoremanencia como la unión progresiva, en el curso del enfriamiento de momentos, los cuales se retienen rápidamente por sí mismos cuando pasan por su temperatura de bloqueo individual. Las pTRM's no solo registran la antigua dirección e intensidad del campo paleomagnético sino también la temperatura a la cual fueron formadas, por tanto, ellas pueden servir como paleotermómetros (Dunlop, 2012).

2.5 Determinación de la paleointensidad

Conociendo las técnicas que permiten obtener la información de las componentes del campo magnético antiguo, el siguiente paso es explicar cómo es que esta se utiliza para la determinación de dichos parámetros. Es posible determinar la intensidad del campo magnético antiguo (H_{ant}) ya que los mecanismos comunes mediante los cuales las rocas adquieren su magnetización son con frecuencia aproximaciones lineales relacionadas con el campo ambiental para campos de baja intensidad como el de la Tierra. Es decir:

$$NRM = v_{ant} H_{ant} \dots\dots\dots (2.7) \text{ y,}$$

$$TRM = v_{lab} H_{lab} \dots\dots\dots (2.8)$$

donde v_{lab} y v_{ant} son constantes de proporcionalidad. Si las dos constantes son las mismas, podemos dividir las dos ecuaciones y reordenarlas de la siguiente manera:

$$H_{ant} = (NRM/TRM) \cdot H_{lab} \dots\dots\dots (2.9)$$

Si la remanencia de laboratorio tiene la misma constante de proporcionalidad con respecto al campo antiguo aplicado, las remanencias se encuentran linealmente relacionadas con el campo aplicado y la NRM comprende a una única componente. Por lo tanto, lo único que es necesario para obtener la intensidad del campo magnético antiguo es medir la NRM y determinar la constante de proporcionalidad aplicando al material de estudio un campo de laboratorio conocido H_{lab} (Figura 2.14) (Tauxe, 2016).

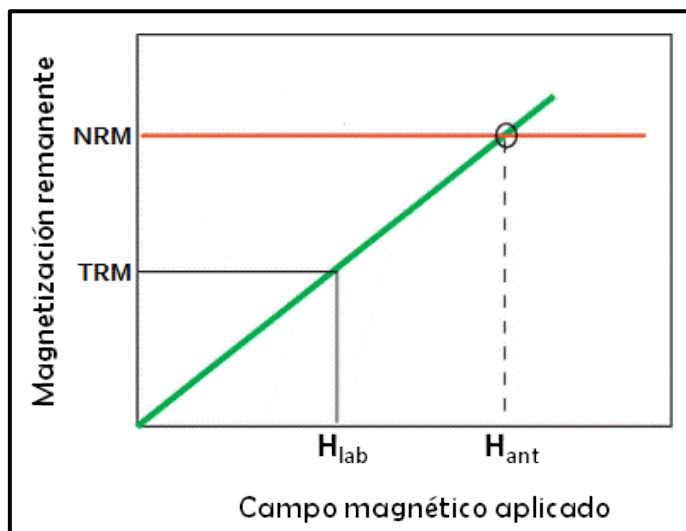


Figura 2. 14 Representación del cálculo de intensidad del campo magnético antiguo. Fuente: Tauxe, 2016.

Una de las formas más utilizadas para representar de manera gráfica la desmagnetización térmica es el diagrama de Arai propuesto por Nagata *et al.*, 1963, en el que cada punto representa un paso de doble calentamiento (primero aplicando un campo magnético y posteriormente en ausencia del mismo) en donde al perder una porción de la NRM se va ganando una pTRM. En un experimento con una muestra de características ideales, los puntos deberían ajustarse a una línea recta con pendiente negativa (Figura 2.15). En este diagrama los triángulos representan el segundo paso de calentamiento sin campo (paso de verificación de pTRM) a una temperatura dada. La diferencia entre ambos pasos, como se aprecia a 300 °C, indica una posible alteración debido al calentamiento durante el experimento (Tauxe, 2016).

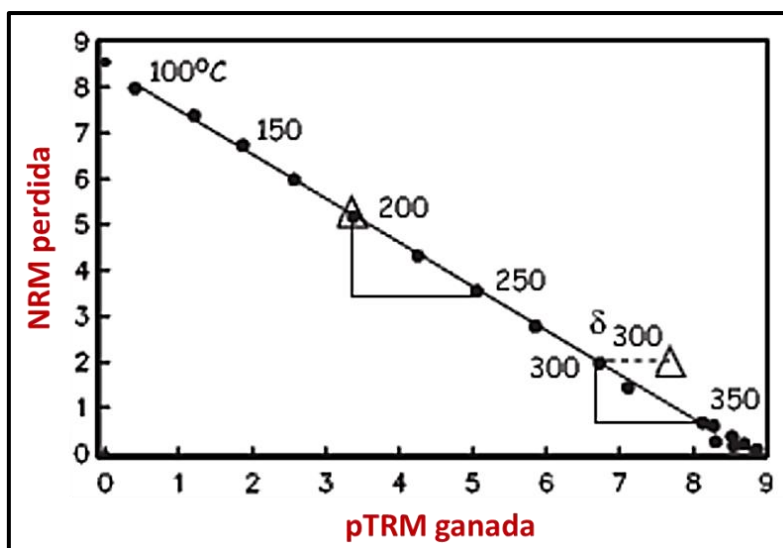


Figura 2. 15 Diagrama de Arai. Fuente: Tauxe, 2016.

2.6 Diagrama de Zijdelverd

Las proyecciones ortogonales o diagramas de Zijdelverd, son utilizados para visualizar la desmagnetización progresiva de una magnetización remanente, ya sea para experimentos de campos alternos o de desmagnetización térmica (Goguitchaichvili, 1999). Una peculiaridad de este diagrama es que permite visualizar simultáneamente la intensidad y los cambios de dirección. El vector de desmagnetización se proyecta en dos planos ortogonales, el plano horizontal contiene el vector $\sqrt{x^2 + y^2}$, mientras que el vertical $x\sqrt{x^2 + y^2}$ o $y\sqrt{y^2 + z^2}$, donde:

$$x = M \cos I \cos D \dots\dots\dots (2.10)$$

$$y = M \cos I \sin D \dots\dots\dots (2.11)$$

$$z = M \sin I \dots\dots\dots (2.12)$$

En las ecuaciones anteriores I es la inclinación y D es la declinación de la magnetización natural remanente (Figura 2.16). Normalmente x representa la componente Norte de la magnetización, $-x$ el Sur, y el Este y $-y$ el Oeste.

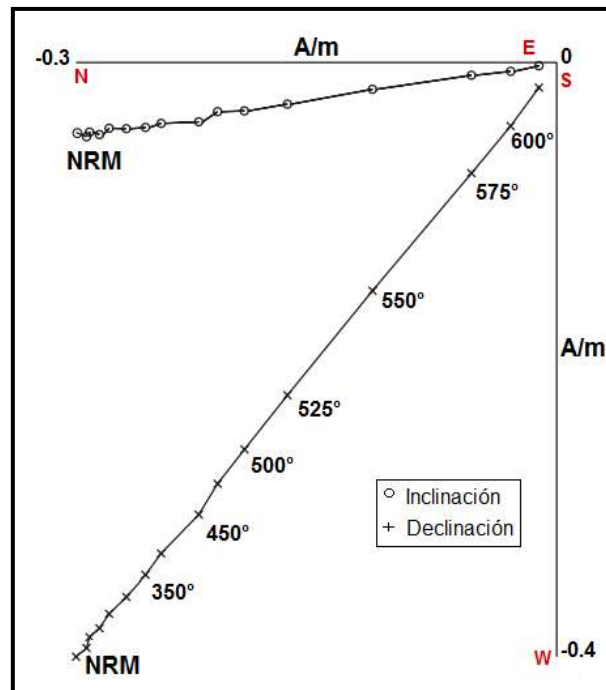


Figura 2. 16 Diagrama de Zijdelverd. Modificado de: Goguitchaichvili, 1999.

La distancia de cada punto del vector al origen es proporcional a la intensidad, por lo que en el proceso de desmagnetización se formarán trayectorias sobre los dos planos de acuerdo a los cambios de declinación, inclinación e intensidad (Soler-Arechalde, 2006).

2.7 Distribución de Fisher

La magnitud de la magnetización de una muestra depende de muchos factores, y dentro de una determinada unidad de roca no existe necesariamente una relación entre la magnitud de la magnetización y la fiabilidad de la dirección registrada por la muestra (McElhinny *et al.*, 2000). Por tanto, se ha considerado apropiado desarrollar un tratamiento estadístico en donde se le asigna un peso unitario a cada observación direccional individual, independientemente de su magnitud, tratando las observaciones direccionales como si fueran vectores unitarios. Los extremos de estos vectores se representan como puntos en la superficie de una esfera. En 1953 Fisher sugirió una distribución en la cual la concentración de puntos en la esfera alrededor de la dirección media verdadera es proporcional a $\exp(K\cos\theta)$, donde K es un parámetro de precisión (o concentración) y θ es el ángulo entre una observación y la verdadera dirección media. Si el parámetro de precisión K es grande entonces la distribución de Fisher se aproxima bien a una distribución normal bivariada (McElhinny *et al.*, 2000).

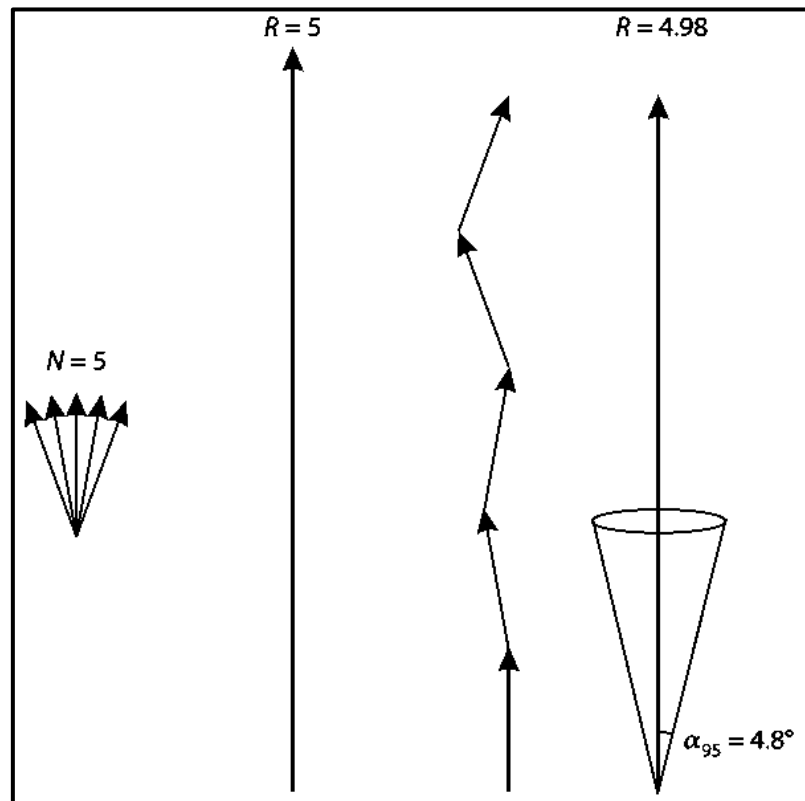


Figura 2. 17 Representación de la estadística de direcciones paleomagnéticas, donde cada dirección está asociado a un vector unitario dispersos alrededor de la dirección verdadera, que no es conocida. El valor de R se utiliza para calcular los parámetros estadísticos de Fisher K y α_{95} . Fuente: Lanza, 2006.

En una distribución Fisheriana la densidad de puntos $P(\theta)$ en una esfera está dada por:

$$P(\theta) = k \exp(k \cos \theta) / 4\pi \sinh(k) \dots\dots\dots (2.13)$$

La dirección verdadera tiene una cierta probabilidad de caer dentro de un cono centrado en la media y con semiángulo apical α (Figura 2.17), que en el caso de las estadísticas de Fisher viene dada por la relación:

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - (N - R)/R \cdot ((1/p)^{1/(N-1)} - 1) \dots\dots\dots (2.14)$$

donde $(1-p)$ es el nivel de confianza. Por lo general se establece $p = 0.05$, por lo que el ángulo α_{95} corresponde al medio ángulo del cono dentro del cual la dirección verdadera se encuentra en el nivel de probabilidad del 95%. El ángulo α_{95} se puede considerar como el error que afecta la dirección media. Los valores numéricos de los diversos parámetros estadísticos son útiles para dar una evaluación cuantitativa de la dispersión (Figura 2.18), pero no deben tomarse de forma estricta. (Lanza, 2006).

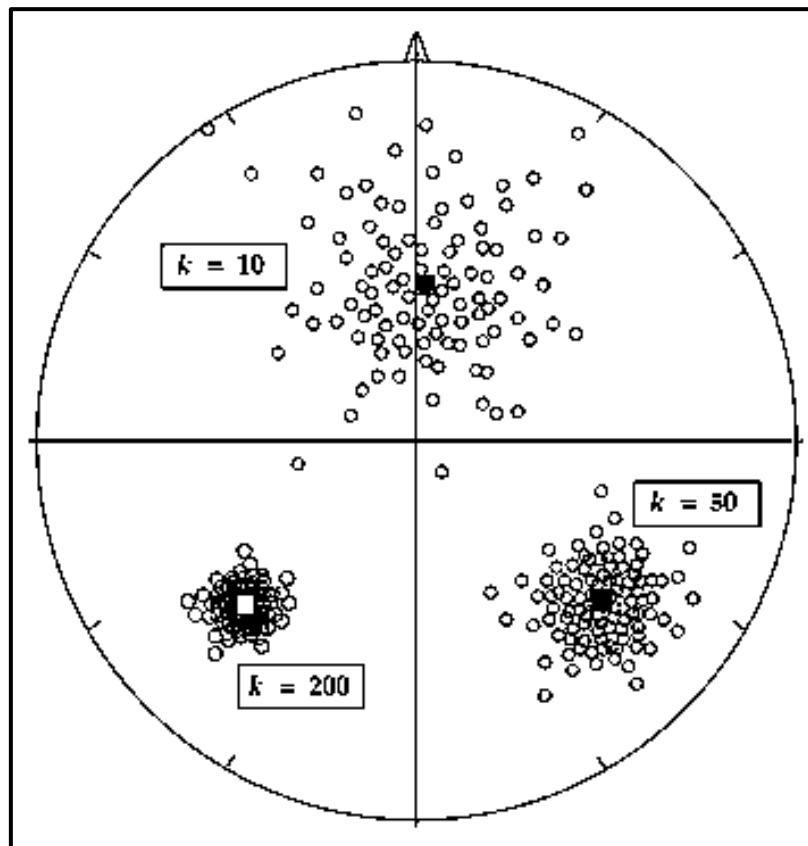


Figura 2. 18 Ejemplo de distintos conjuntos de muestras donde se puede observar que mientras mayor es el valor del parámetro K, mejor es la concentración de los datos. Fuente: Lowrie, 2007.

2.8 Pruebas de Significancia

Podemos considerar que los datos obtenidos de los distintos flujos volcánicos representan muestras estadísticas que corresponden a la misma población, ya que estos se emplazaron

en intervalos de tiempo tan cortos que los parámetros del campo magnético antiguo registrados en ellos son prácticamente indistinguibles, por tanto, se realizan pruebas de significancia que permiten confirmar o descartar la posibilidad de que sean parte de la misma población.

Las pruebas de significancia permiten investigar si las pruebas estadísticas tienen varianzas parecidas estadísticamente hablando y/o si las muestras estadísticas poseen medias similares. Los requisitos generales para realizar una prueba estadística sobre una o más muestras, son los siguientes: 1) Formular adecuadamente una hipótesis nula (**H₀**) y una hipótesis alterna (**H₁**); 2) Calcular el valor de un estadístico (una función matemática apropiada para resolver la validez estadística de dichas hipótesis; 3) Comparar el valor del estadístico calculado con el valor crítico a un determinado nivel de significancia; y finalmente 4) Concluir acerca de cuál de las dos hipótesis debe ser aceptada a ese nivel de significancia o confianza (Verma, 2005).

2.8.1 Prueba de la relación F

La prueba de la relación F, o simplemente prueba F, es aplicada para la comparación de dos muestras en las que se propone como hipótesis nula (**H₀**) que ambas muestras tienen la misma varianza y como hipótesis alterna (**H₁**) que las varianzas son distintas. Para esta prueba se considera que las muestras fueron tomadas de una o más poblaciones Gaussianas. Suponiendo que se cuenta con dos muestras **x** y **y** con desviaciones estándar **s_x** y **s_y**, basadas en **n_x** y **n_y** datos respectivamente, el estadístico de la relación F se define como:

$$F = \frac{s_x^2}{s_y^2} \dots\dots\dots (2.15)$$

donde F debe ser ≥ 1 . En caso de que la ecuación 2.15 arroje un valor < 1 , se debe calcular el estadístico con los términos invertidos. Los grados de libertad para el numerados (**v₁**) y para el denominador (**v₂**) son: (**n_x - 1**) y (**n_y - 1**) respectivamente. El valor obtenido del estadístico F se compara con el valor crítico para distintos niveles de significancia; cuando el valor del estadístico calculado es menor que su valor crítico, se acepta la hipótesis nula, de lo contrario se acepta la hipótesis alterna y se concluye que existe una diferencia significativa para el nivel de confianza seleccionado entre las varianzas analizadas (Verma, 2005).

2.8.2 Prueba t de Student

Esta prueba es de utilidad para comparar dos medias. Generalmente se realiza esta prueba después de haber aplicado la prueba F, por lo que existen dos versiones de ella, aquella en la que las varianzas son iguales y cuando no lo son. Se establece que la hipótesis nula (**H₀**) indica que las medias de las muestras son iguales, mientras que para la hipótesis alterna (**H₁**) se tiene que las medias de las muestras son distintas.

► **Prueba t de Student para varianzas iguales:** Cuando de la prueba F se obtiene un resultado verdadero para la hipótesis nula (H_0), el estadístico de la prueba t se calcula usando la ecuación 2.16, donde $\bar{x}$ y $\bar{y}$ son las medias de las dos muestras con n_x y n_y datos y desviación estándar de s_x y s_y :

$$t = \frac{|\bar{x} - \bar{y}|}{s \left(\sqrt{\left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right)} \right)} \dots\dots\dots (2.16)$$

donde $|\bar{x} - \bar{y}|$ es la diferencia absoluta entre las dos medias y s es la desviación estándar combinada de las muestras. La hipótesis nula (H_0) se rechaza si el valor del estadístico t calculado es mayor que el valor crítico tabulado para la distribución t de Student para un determinado nivel de significancia. Cuando no existe una diferencia significativa entre las medias, es decir, que son estadísticamente iguales, entonces los datos obtenidos se pueden combinar y utilizar para futuros cálculos estadísticos (Verma, 2005).

► **Prueba t de Student para varianzas distintas:** Cuando la prueba F muestra que la hipótesis alterna (H_1) es válida y por tanto, que las muestras no provienen de poblaciones con varianzas iguales, el estadístico t es calculado manteniendo la identidad de las dos varianzas:

$$v = \frac{\left(\frac{s_x^2}{n_x} + \frac{s_y^2}{n_y} \right)^2}{\left(\frac{s_x^4}{n_x^2(n_x-1)} + \frac{s_y^4}{n_y^2(n_y-1)} \right)} \dots\dots\dots (2.17)$$

Ya que el valor de v no será un número entero, los grados de libertad se obtienen truncando dicho resultado para obtener un número entero, posteriormente el valor crítico de la distribución t de Student se compara con el valor calculado y se acredita o rechaza la hipótesis nula (Verma, 2005).

CAPÍTULO 3

CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

3.1 Introducción: El Occidente Mesoamericano

En un intento por establecer tanto las similitudes existentes entre los distintos pueblos y culturas de la región central del continente americano, así como las diferencias que estos tenían con los del resto del continente, Paul Kirchhoff (1943) crea un término que hoy en día es ampliamente utilizado: Mesoamérica (Kirchhoff, 2009). La región así denominada alcanzó una población de 50 millones de habitantes durante el posclásico distribuidos entre los territorios de México, Guatemala, Honduras, Belice y el Salvador (Olay, 2015).

A pesar de que en los pueblos de Mesoamérica se hablaban alrededor de 60 lenguas distintas, estos se encontraban unidos por una historia común y un conjunto específico de rasgos culturales entre los que destacan la arquitectura escalonada de las pirámides, los pisos estucados, las canchas para el juego de pelota, el cultivo de alimentos especializados (maíz, frijol y calabaza) y la elaboración de bebidas a base de cacao y fermentados de maguey (Pohl's, 2005).

De entre las regiones mesoamericanas el Occidente es la que posee mayor extensión y diversidad en cuestiones ambientales y geográficas, ya que incluye regiones de la Mesa Central, la Faja Volcánica Transmexicana, la Sierra Madre Occidental y las tierras bajas costeras del Pacífico (Williams, 2005), abarcando parte de los actuales estados de Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, parte de Zacatecas y Durango y los confines de Guanajuato, Guerrero y el Estado de México (Figura 3.1).

En los siguientes apartados del presente capítulo se realiza una breve reseña de las ocupaciones humanas en el Occidente de México desde los tiempos más remotos hasta la llegada de los españoles en el siglo XV (Tabla 1). Se hace mayor hincapié en los acontecimientos que definieron el rumbo de las antiguas poblaciones del estado de Michoacán ya que se consideran de mayor interés para poder alcanzar los objetivos propuestos en este trabajo.



Figura 3. 1 Mapa del Occidente de Mesoamérica con sus principales sitios arqueológicos. Fuente: Olay, 2015.

3.2 Cronología del Occidente de México

3.2.1 El Arcaico

Las primeras ocupaciones del Oeste de México tuvieron lugar durante el período lítico (antes del año 2500 a.C.) por pequeños grupos de cazadores y recolectores. La evidencia de estos primeros habitantes se limita a instrumentos de piedra hallados en asociación con restos óseos de mamuts y bisontes del Pleistoceno (Pollard, 1997; 2016).

Para el período Arcaico la ocupación mejor documentada proviene de las costas de Nayarit, localizada justo al sur de San Blas y denominada como complejo Matanchen. Este sitio ha alcanzado edades de radiocarbono de 2200-1730 a.C. La población aparentemente recolectaba moluscos para su subsistencia. En las tierras altas de la cuenca de Jalisco hallaron *Zea*³ silvestre cerca del volcán de Colima y la cuenca del Balsas, lo cual estimuló el interés en esta región como la posible zona de la primera domesticación del maíz. El

³ El género *Zea* comprende varias especies de gramíneas de origen americano, de las cuales la única que cuenta con valor económico es *Zea mays*, conocida como maíz

Arcaico en Michoacán es escasamente conocido; se cuenta con evidencias de depósitos en Zacapu que datan del 2500-2200 a.C. Los depósitos fueron hallados en el interior de la cueva Los portales y consisten de artefactos tales como residuos de basalto y obsidiana y puntas de flechas (Pollard, 1997). De igual manera se ha mencionado la presencia humana en la Cuenca de Pátzcuaro, desde fechas tan tempranas como 1500 años a.C., sugerida a partir de procesos de degradación del suelo ocasionada probablemente por la introducción de la agricultura en la región. Sin embargo se carece de evidencias directas de este hecho (Pulido-Méndez *et al.*, 2002).

Tabla 1.
Esquema cronológico del Occidente de México

PERIODO	JALISCO	COLIMA	NAYARIT	MICHOACÁN
Arcaico (7000 a.C. – 2000 a.C.)			Matanchén	
Formativo temprano (1500 – 900 a.C.)	El Opeño	Capacha		El Opeño Capacha
Pre-Clásico Medio (900 – 300 a.C.)	San Felipe		San Blas	
Pre-Clásico Tardío (300 a.C. – 200 d.C.)	El Arenal		Ixtlán	Chupícuaro
Clásico Temprano (200 – 400 d.C.)	Ahualulco		Amapa – Los Cocos	Loma Alta
Clásico Medio (400 – 700 d.C.)	Teuchitlán I	Comala		Jarácuaro
Epiclásico (700 – 900 d.C.)	Teuchitlán II	Armería	Cerritos Aztatlán	Tingambato
Postclásico Temprano (900 – 1200 d.C.)	Santa Cruz de Bárcenas	Chanal	Ixcuintla	Palacio Urichu
Postclásico Tardío (1200 – 1521 d.C.)	Etzatlán	Periquillo	Santiago Santa Cruz	Milpillas Protohistórico o Tarasco (1450 – 1521)

Fuente: *Williams, 2005.*

3.2.2 Período Preclásico

Dentro de las primeras poblaciones del Preclásico destacan la de Capacha entre Jalisco y Colima, San Blas en Nayarit y El Opeño entre el oeste de Michoacán y el sur de la cuenca del Balsas. Conforme a los restos cerámicos de cada una de estas sociedades es claro que cada sitio tenía una cultura distintiva, con diferentes historias, patrones de interacción con zonas adyacentes y redes de comunicación entre ellas (Pollard, 1997).

Los materiales de Capacha son conocidos principalmente por cerámicas asociadas a entierros. Sus edades por radiocarbono se encuentran en 1650 – 880 a.C., aunque se considera más apropiado un lapso de 1200 – 800 a.C. Las similitudes entre las cerámicas de Capacha y otras cerámicas del período Formativo sugieren que esta expresión fue parte de procesos culturales que ocurrieron a gran escala. La presencia de vasijas con formas características que aparecen en la parte Norte de Sudamérica, Capacha y sitios del Preclásico medio en el centro de México indican un complejo patrón de interacción entre estos sitios (Mountjoy, 1994).

El Opeño (Michoacán) es, sin lugar a dudas, la cultura mejor documentada del Formativo. Es conocido debido a once tumbas excavadas que datan de 1500 a 800 a.C. Estas tumbas representan las más antiguas manifestaciones de arquitectura funeraria (Figura 3.2) y revelan una innegable estratificación social, tanto por su contenido material como por sus dimensiones (Oliveros, 2011). Los materiales de culto en los entierros incluyen vasijas y figurillas que sugieren una interacción cultural a través del sistema Lerma-Santiago con culturas del oeste de Jalisco y Nayarit (Pollard, 1997; Pollard 2005).

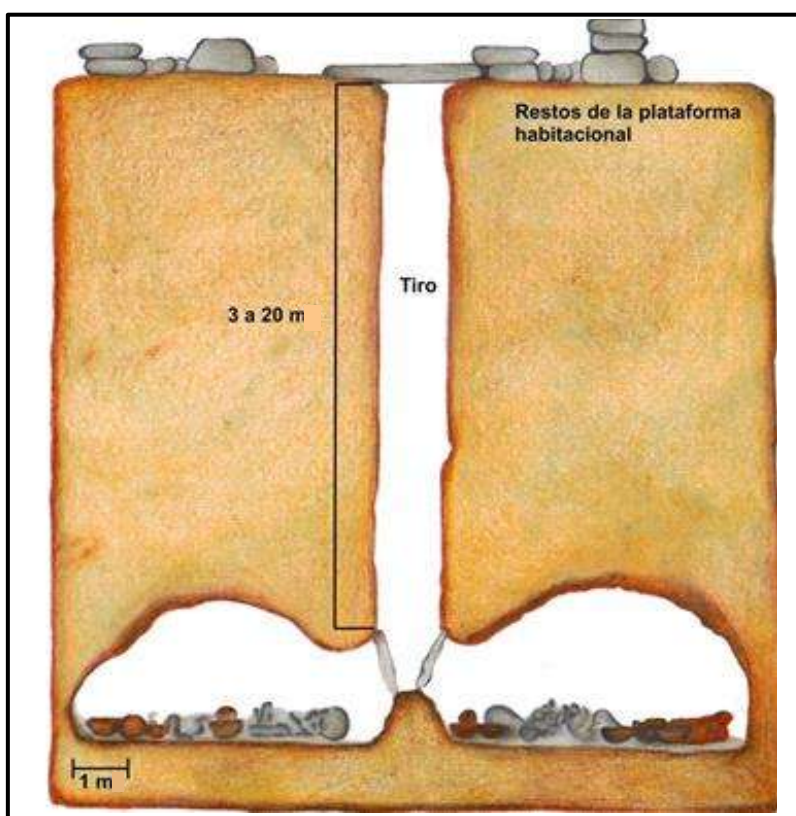


Figura 3. 2 Reconstrucción de una tumba de tiro del Occidente. Fuente: Cuevas et al. 2005.

Para el Preclásico-Tardío se tienen, además, al menos otras tres culturas regionales en Michoacán: Chupícuaro, al norte y centro del estado; Chumbícuaro en la cueca de Tepalcatepec al suroeste, y la cultura Balsas/Mezcala al sur. Cada zona se caracterizó por pequeñas poblaciones y cada una ha sido identificada principalmente por variaciones de los

tipos cerámicos hallados en los entierros (Pollard, 1997). Durante finales del Preclásico e inicios del Clásico se observan cambios locales en los estilos cerámicos y arquitectura pública más elaborada, como el sitio de Santa María, cerca de Morelia y Chehuayo, en la cuenca de Cuitzeo. La ocupación de la cultura de Loma Alta, en la cuenca de Zacapu, también corresponde a este período; se diferencia por tiestos de color anaranjado (asociados a relaciones comerciales con la ciudad de Teotihuacán, Michelet *et al.*, 2009; Oliveros, 2011) y una inusual necrópolis.

Finalmente, de aproximadamente 400/300 a.C. a 200 d.C., la arquitectura característica de la cultura Teuchitlán (los Guachimontones) apareció en los altos de Jalisco. Este período es referido como fase El Arenal. El conocimiento de este sitio es muy escaso, ya que solo se cuenta con la evidencia de tumbas de tiro saqueadas y algunos hallazgos superficiales (Beekman *et al.*, 2000) (Figura 3.3).

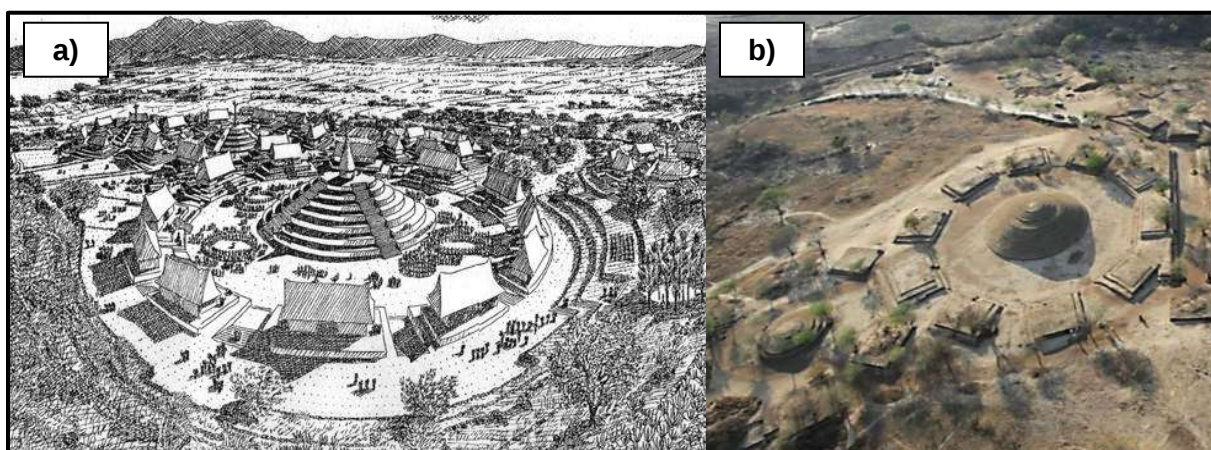


Figura 3. 3 Teuchitlán. a) Reconstrucción del complejo Guachimontones. Fuente: Beekman *et. al.* 2000. b) Panorama actual del complejo Guachimontones. Fuente: <https://www.reddit.com>

Una transformación cultural tomó lugar entre 400 y 900 d.C. en Michoacán. Después de siglos de pequeñas sociedades autónomas distinguibles, por variaciones en el estilo de sus artefactos y adaptaciones económicas locales, una nueva forma de asentamientos, los centros ceremoniales comenzaron a aparecer en Michoacán. Los centros ceremoniales que son conocidos para este período incluyen: El Otero (cerca de Jiquilpan), Tres Cerritos (cerca de Cuitzeo), algunos centros menores en Queréndaro y/o Zinapécuaro (en la cuenca del lago de Cuitzeo) y Tingambato, todos ampliamente distribuidos en la parte central de Michoacán. En la cuenca de Zacapu este fue un tiempo de rápido crecimiento poblacional, evidenciado por la duplicación del número de sitios de los existentes en las fases Jarácuaro y Lupe (Pollard, 2009).

Los mayores sitios, por si mismos, contienen formas arquitectónicas y artefactos que indican contacto con Teotihuacán en la cuenca de México. El Otero incluye una cancha de pelota, plazas y pirámides, estuco pintado, y una gran cantidad de tumbas, una de las cuales contenía 42 individuos, jade, pirita y turquesa. Tres cerritos, un sitio que continuó ocupado

hasta la llegada de los españoles, incluye tres grandes montículos y dos plazas hundidas (Pulido-Méndez *et al.*, 2002). Tingambato contiene una serie de plazas, altares, una pirámide central, una cancha de pelota y una enorme tumba con al menos 32 individuos; de igual manera la arquitectura talud-tablero de la pirámide y las plazas revelan relación con el centro de México (Pollard, 1997). Las recientes excavaciones en el barrio Oaxaqueño de Teotihuacán han documentado una serie de rasgos compartidos con la cultura Loma Alta, esto ha llevado a pensar en la presencia de gente del Occidente, en específico de Michoacán, en Teotihuacán. Esta evidencia indica vínculos con las poblaciones del valle de Lerma y norte-centro de Michoacán durante las fases Loma Alta 2 y 3, Jarácuaro y Lupe (Pollard, 2005).

El significado de estos nuevos centros y de los artefactos con estilo teotihuacano no es del todo claro. Ninguno de los depósitos a lo largo de los centros ha sido datados con una precisión mayor a 400-900 d.C., lo cual significa que los artefactos podrían datar del clásico medio y reflejar la interacción con la extensa red económica de Teotihuacán, o podrían datar del epiclásico y ser el reflejo de pequeños grupos de elite que migraron fuera de México después del colapso de Teotihuacán. Una tercera posibilidad es la mezcla de ambos procesos (Pollard, 1997; Carot, 2005; Pollard, 2009).

Mientras que la población de Michoacán y del sur de Guanajuato fue directa e indirectamente afectada por los procesos sociales que afectaron el centro de México, la mayor parte de Jalisco, el sur de Nayarit, Colima y el sur de Zacatecas parecen haber sido influenciados por la cultura Teuchitlán (Pollard, 1997). Una de las innovaciones más importantes dentro del Occidente en el Clásico tardío fue sin lugar a dudas la metalurgia; durante este periodo se usó principalmente el cobre para elaborar objetos con las técnicas de forjado en frío con recocido (Figura 3.4). Los artesanos estaban interesados principalmente en producir artefactos que expresaban sus símbolos sagrados y de estado, más que en las aplicaciones utilitarias de esta tecnología (Williams, 2005).



Figura 3. 4 Reproducción de una pieza de orfebrería del Occidente de México. Fuente: www.inah.con.mx

3.2.4 Período Postclásico

Para el 900 d.C. los efectos de los cambios internos y externos en las poblaciones generaron transformaciones que resultaron en la renovación de los patrones de asentamientos. En el sur de Guanajuato, este fue un tiempo de abandono generalizado de las comunidades de base agrícola, que se cree está asociado con el deterioro climático (Pereira *et al.*, 2013). Junto con los cambios en los asentamientos aparece la apropiación de la cerámica rojo sobre crema, la cual fue integrada con la tradición de la cerámica local. Tales cambios en estilo se reconocen en una amplia región del norte y centro de Michoacán, incluyendo Zinapécuaro, el Lago de Pátzcuaro, Carapan, Zamora y Tangamandapio. En la cuenca de Pátzcuaro, en el sitio de Uricho, se documenta la aparición de la cerámica policroma con decoración negativa (Michelet, 2013).

Durante mediados del Postclásico, las sociedades de toda la región tuvieron pequeñas interacciones directas con el centro de México, pero en lugar de ser partícipes en las culturas regionales, intercambiaron rasgos y creencias que posteriormente formaron la identidad de la cultura tarasca. Tradiciones específicas que aparecieron o dominaron dichas asociaciones incluyen: la compleja metalurgia, la elaboración de pipas de cerámica, el estilo cerámico con decoración policroma y negativa, montículos a gran escala rellenos de escombros agrupados en plazas y localizados en colinas o malpaíses y petroglifos asociados posteriormente con la deidad Tarasca Curicaueri (Pollard, 2009).

Un gran número de técnicas y estilos metalúrgicos fueron introducidos en el oeste de México en este tiempo. Aparentemente, la fuente de estas innovaciones tiene su origen en la costa sur de Perú, donde fueron comerciadas hacia Ecuador y de Ecuador llegaron a la costa Oeste de México; nuevas aleaciones fueron desarrolladas durante el Postclásico tardío, incluyendo cobre-arsénico, cobre-estaño y cobre-arsénico-estaño (Hosler, 1988).

Evidencia arqueológica actual sugiere que, durante principios y mediados del postclásico, las elites locales compitieron por las comunidades, marcando su éxito relativo con cerámica policroma, artículos de metal y deidades protectoras. La ausencia de una autoridad regional para la toma de decisiones, frente a lo que parece haber sido el aumento de las poblaciones, llevó a la formación de poblaciones altamente concentradas en algunas áreas, el caso mejor conocido es el de Zacapu, con una ocupación estimada del malpaís de 11 km² y por arriba de 20,000 personas, mientras que las tierras pantanosas fueron abandonadas (Pollard, 1997).

De acuerdo a la Relación de Michoacán, durante el Postclásico tardío hubo una serie de migraciones de personas hacia la parte Central de Michoacán. Estas incluyen grupos referidos como chichimecas y son ellos los antecesores de la realeza Tarasca, conocida como *uacúsechas* (guerreros águila). Se dice que ellos fueron cazadores y recolectores, quienes migraron del norte y se asentaron en pequeñas comunidades dentro y en los alrededores de la cuenca del lago de Pátzcuaro, uniéndose con poblaciones existentes de habla Tarasca. La evidencia actual indica que el número de migrantes era muy pequeño, o

que habían asimilado las tradiciones culturales locales antes de entrar realmente en el centro de Michoacán.

En Jalisco, Colima y el sur de Nayarit, el postclásico marcó el inicio de una nueva expansión de centros relacionados arquitectónicamente a las sociedades del período clásico del norte de Jalisco y el sur de Guanajuato. Los centros más conocidos son Amapa, Ixtlán del Río, Sta. Cruz de Bárcenas, Techaluta, Coyule y El Ixtepete.

3.3 La Formación del Imperio Tarasco

Según una tradición, aztecas y michoaques fueron inicialmente parte del mismo grupo, originario de Aztlán, y habrían hablado un mismo idioma. Su separación habría ocurrido en Pátzcuaro, donde algunos (los futuros mexicas) habrían decidido continuar su ruta en busca de la tierra prometida, guiados por su dios Huitzilopochtli, mientras que los michoaques se quedaron bañándose en el lago y se encontraron desnudos al salir del agua, ya que los primeros les habían robado su ropa para evitar que los siguieran (Michelet, 1996), este relato agrega que los que se quedaron en la cuenca resolvieron como cambiar su manera de vestir y su lenguaje, de modo que se distinguieran de aquellos que los habían engañado. Por supuesto, esta narración tiene muy poco fundamento. Los idiomas nahua y purépecha pertenecen a familias de lenguas totalmente separadas. Actualmente los especialistas ven al purépecha como un idioma completamente aislado en Mesoamérica (Pereira *et al.*, 2013).

Por otra parte, los datos proporcionados por la Relación de Michoacán (Alcalá, 2013) sugieren que la llegada de un grupo Chichimeca a la región de Zacapu durante el siglo XIII marca el inicio de un proceso sociopolítico que culminó dos siglos más tarde con el auge del reino tarasco. Dichos chichimecas exaltaban su origen norteco y sus cualidades de cazadores y guerreros (Michelet *et al.*, 2005). En esta misma Relación se menciona, además, que los recién llegados chichimecas se sintieron hermanados con los que habitaban los alrededores del lago de Pátzcuaro (Figura 3.5), ya que además de compartir la misma lengua, poseían tradiciones similares (Alcalá, 2013).

Los datos adquiridos a lo largo de dos décadas de estudios en la parte norcentral del estado de Michoacán permiten proponer una nueva versión de la historia purépecha, con un modelo de desarrollo local de muy larga duración. En efecto, existen las pruebas arqueológicas y etnohistóricas de que la región estuvo constantemente ocupada desde tiempos remotos por grupos de la misma tradición cultural que mantuvieron relaciones no solamente con la Mesoamérica nuclear y septentrional, sino también con regiones tan alejadas como el suroeste de los Estados Unidos (Figura 3.6) (Carot, 2005).

En el conjunto de coladas de lava situada justo al oeste de la aglomeración moderna de Zacapu (50 km² de malpaís) se han registrado numerosos asentamientos. Al parecer, una serie de poblaciones diminutas comenzó a asentarse en la porción sur del Malpaís de Zacapu hacia el 800 d.C. Durante la fase Palacio, la población casi no aumentó en este

inhospitalario sector (Michelet, 1996). Sin embargo, poco después de 1250 d.C. la construcción de miles de edificios en el malpaís de Zacapu, lleva a un proceso tanto repentino como novedoso en varios de sus aspectos: fue la primera y última vez que esta



Figura 3. 5 Encuentro de los chichimecas uacúsecha con un pescador de la isla de Xarácuaro, en el lago de Pátzcuaro. Fuente: *Pereira et al., 2013*.



Figura 3. 6 Silueta de Kokopelli, dios de la fertilidad en las culturas del suroeste de los Estados Unidos, petroglifo hallado en Tzintzuntzan. Fuente: *Hernández-Díaz, 2006*.

proporción de territorio estuvo densamente habitada y la forma casi urbana de los más grandes asentamientos fue una innovación absoluta en la región. Dado que el desarrollo de esta región no pudo ser producto del crecimiento natural de los diminutos y escasos asentamientos cercanos fundados con anterioridad, forzosamente el poblamiento del malpaís de Zacapu fue un acto de colonización (posiblemente por parte de los grupos chichimecas que posteriormente fundaron el imperio tarasco), el cual implicó el desplazamiento de poblaciones. Cabe señalar que la ocupación del malpaís de Zacapu terminó igualmente de manera bastante brusca y tomó la forma de un abandono poblacional. Además de las transformaciones en los asentamientos, aparecen construcciones enterradas o sobre el suelo que se piensa pudieron haber sido empleadas para el almacenamiento de alimentos, y reaparece la loza decorada con pintura y bruñida que reanuda una tradición de decoración que existía en la fase Loma Alta (Michelet, 2005).

El conjunto de todos estos cambios registrados en la región de Zacapu confirma la llegada de un grupo extranjero, que probablemente fue el que llevó a la consolidación del imperio Tarasco. Sin embargo, dado el acelerado crecimiento que produjeron en la región, no se podría hablar de un grupo de chichimecas nómadas, e incluso se propone que este grupo pudo haber migrado de las recién abandonadas tierras en Guanajuato (Michelet, 1996; Carot, 2005; Pereira *et al.* 2013).

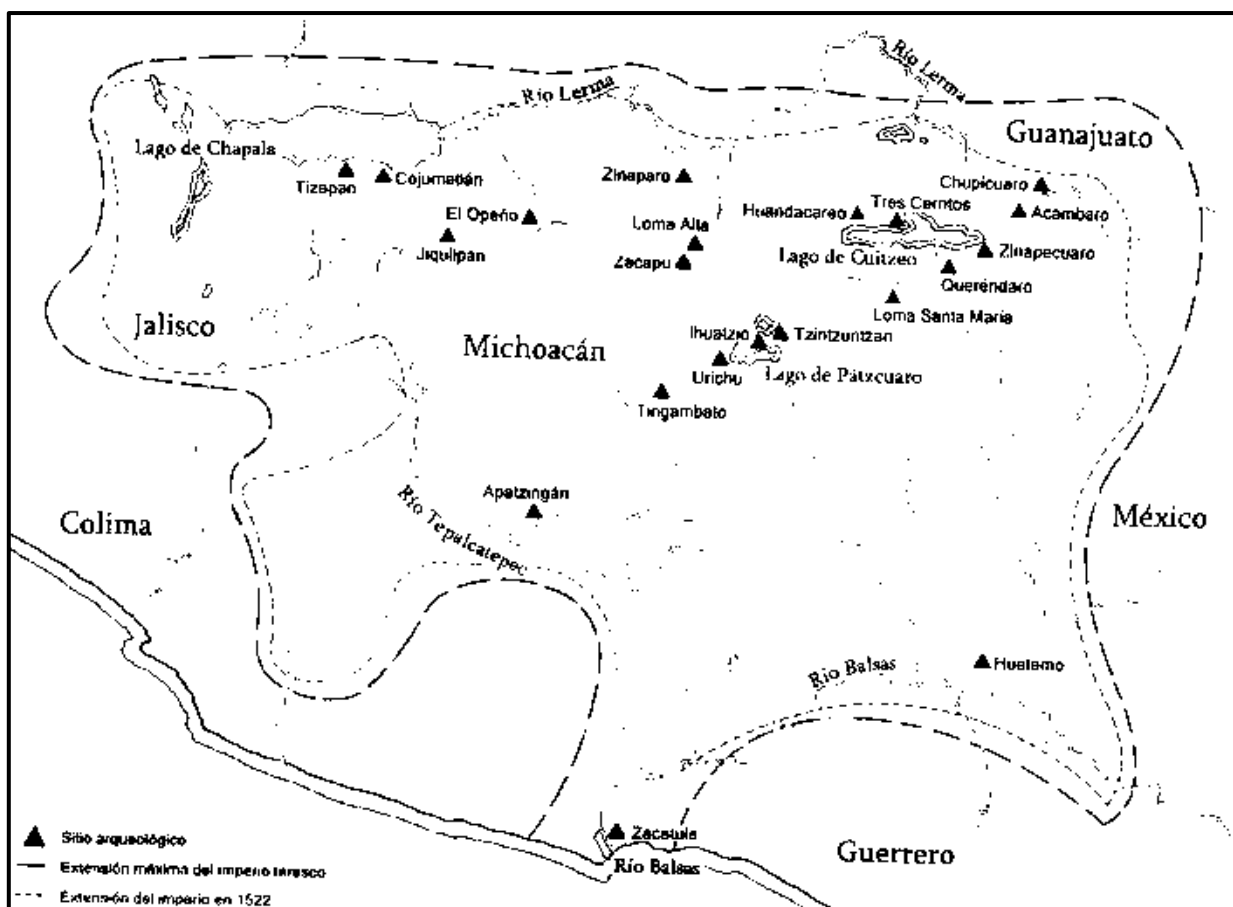


Figura 3. 7 Mapa del área cubierta por el Imperio Tarasco. Fuente: Williams, 2003.

El imperio Tarasco fue el segundo mayor en Mesoamérica (más de 75000 km², Figura 3.6) y fue étnicamente dominado por una población a la que los españoles llamaron Tarascos (Pollard, 2009), conformando el sistema político más complejo que prosperó en el Occidente en la época prehispánica (Williams, 2005)

Durante el Postclásico tardío o fase Tariacuri, después de que sitios de baja altitud fueron ocupados, los asentamientos cambiaron nuevamente hacia tierras altas de mayor fertilidad para la agricultura. Tzintzuntzan (Figura 3.8) fue el mayor de cerca de 90 asentamientos Tarascos localizados en los alrededores del lago de Pátzcuaro, se estima que el total de la población en la cuenca era de 80 000 personas para 1522, de las cuales 35 000 vivían en Tzintzuntzan. Dada la densa ocupación, nuevos mecanismos económicos fueron requeridos para sostener a la población local. El núcleo del estado Tarasco no era económicamente autosustentable en términos locales y este prosperó sólo por el intercambio de bienes y servicios a través de mercados locales y regionales (Pollard, 2016).



Figura 3. 8 Apariencia actual de las yácatas de Tzintzuntzan.

Al igual que el resto de los pueblos mesoamericanos, las culturas del Occidente experimentaron una gran cantidad de cambios tanto culturales como sociales durante el periodo Postclásico. A pesar de todas las dificultades que atravesaron las culturas de Mesoamérica (económicas, políticas y sociales), fue hasta la llegada de los españoles en el siglo XVI que se dio el colapso de la mayoría de ellas (Williams, 2005). La primera noticia que se tuvo en Michoacán de la llegada de los españoles a México fue llevada por una embajada azteca a la corte tarasca; los aztecas buscaban la ayuda del cazonci para combatir contra los españoles. Según la relación de Michoacán, el cazonci decidió enviar un par de mensajeros a verificar que la información que traían los aztecas era verídica. Estos fueron bien recibidos por los españoles y pidieron que llevaran un mensaje de paz al cazonci, el cual desconfió de dicha información y, al sentirse incapaz de cuidar a su pueblo, intentó ahogarse en el lago de Pátzcuaro (Alcalá, 2013). Para principios de 1530 la conquista

de Michoacán prácticamente se había consumado; el 14 de febrero de ese año el cazonci fue condenado a muerte y ejecutado (Warren 1989).

3.4 Estilos cerámicos de Michoacán

La cerámica es uno de los materiales más importantes en la investigación arqueológica, ya que se puede preservar en su contexto durante miles de años y exhibe elementos determinantes de estilo, lo cual caracteriza a los grupos humanos que la manufacturaban. Con el término estilo se entiende, por tanto, el modo de hacer las cosas, refleja también la estructura, jerarquización y el desarrollo de una sociedad. Por tanto, la base y el punto de partida que los arqueólogos utilizan para la clasificación de cerámicas es el estilo (Filini, 2014).

Las técnicas de datación de cerámicas arqueológicas se agrupan en dos tipos: dataciones relativas y dataciones absolutas. La datación relativa se basa en la asociación de la pieza a un determinado contexto, grupo de piezas, artefactos u objetos de edad conocida. Es decir, la datación relativa va a depender del estilo asignado. Por otra parte, existen técnicas de datación absoluta que son particularmente apropiadas para la datación de cerámicas, como lo son el paleomagnetismo y la termoluminiscencia, mientras que otras, como el ^{14}C , que requieren de la presencia de materia orgánica asociada. Sin embargo, para obtener una cronología con mayor precisión se requiere una combinación de técnicas tanto absolutas como relativas (Parra *et al.*, 2007).

En Michoacán, la mayoría de las periodizaciones se basan en cronologías relativas, mediante la comparación de tipos cerámicos con otros anteriormente establecidos para distintos sitios (Filini, 2014). La cultura purépecha tiene una larga secuencia de continuidad cultural desde finales del Preclásico hasta el Posclásico tardío. Este lapso de tiempo comprende a la época Tarasca (150 a.C. – 1450 d.C.). Dicha secuencia regional fue establecida por Michelet basándose en el análisis de material cerámico y se encuentra dividida en cuatro fases y dos sub-fases: Fase Loma Alta 1 – 3 (100 a.C. – 550 d.C.), interfase Jarácuaro (550 – 600 d.C.), fase Lupe (600 – 850 d.C.), interfase La Joya (850 – 900 d.C.), fase Palacio (900 – 1200 d.C.), fase Milpillás (1200 – 1450 d.C.) (Tabla 2). A pesar de la continuidad mencionada, existen dos rupturas que marcan la secuencia (Carot, 2005).

La primera ruptura tiene lugar aproximadamente en el año 550 d.C. marcando el final de la fase Loma Alta y de un período de apogeo que se refleja en distintos aspectos de la cultura material: cerámica, arte escultórico y la arquitectura. La cerámica presenta técnicas decorativas sofisticadas como la policromía⁴ (Figura 3.9a); la compleja técnica al negativo

⁴ La policromía en el centro de Michoacán se caracteriza por un amplio registro iconográfico de más de 40 motivos geométricos, así como representaciones antropomorfas y zoomorfas.

(Figura 3.9b), la incisión y una técnica similar al denominado *seudo-cloisonné*⁵ (Figura 3.9c) (Filini, 2014). Cabe destacar que al tiempo que desaparece esta tradición cerámica en Michoacán para dar lugar a una nueva tradición monocroma con escasos motivos geométricos (fase Lupe, Figura 3.9d), elementos de la tradición pictográfica Loma Alta aparecen en la iconografía chalchihuiteña en los estados de Durango y Zacatecas. Justo este período de transición corresponde a un cambio climático que ha sido caracterizado por el bajo nivel de la Ciénega y la desecación de los pantanos internos (Carot, 2005).

Tabla 2.
Cronología del Centro Norte de Michoacán.

d.C.	CENTRO NORTE DE MICHACÁN (MICHELET)
1500	Milpillas
1400	
1300	
1200	
1100	Palacio
1000	
900	La Joya
800	Lupe
700	
600	
500	Jarácuaro
400	Loma Alta
300	

Fuente: Punzo-Díaz, 2016.

La segunda ruptura ocurre cerca del año 900 d.C.; para ese entonces la población del Occidente permanecía concentrada en la depresión del río Lerma y surgen formas arquitectónicas afines a la arquitectura septentrional, como la sala de columnas de San Antonio Carupo (Faugère-Kalfon, 1991). Estos cambios alcanzaron su mayor esplendor durante la fase Milpillas, cuando toda la población se concentró en la mesa Tarasca. Es justamente en este entorno donde se detectaron los asentamientos más importantes del Posclásico, los cuales constituyen auténticas ciudades y corresponden a los primeros

⁵ Se denomina así por la semejanza con la técnica decorativa francesa cloisonné, elaborado sobre metal, el cual consiste en realizar celdas sobre la superficie de una pieza valiéndose de finos hilos de alambre que son soldados formando motivos (Cabrero, 2012)

asentamientos de los grupos que llegaron durante el siglo XIII a la región, en donde permanecieron por un buen tiempo antes de alcanzar la cuenca de Pátzcuaro (Carot, 2005). Cabe señalar que durante el Posclásico la tradición cerámica no alcanzó el esplendor que llegó a tener durante las épocas anteriores, un ejemplo de esto se exhibe en la cerámica al negativo, donde se nota una clara disminución en la diversidad de motivos presentes antes y durante este período (Filini, 2014).



Figura 3. 9 Principales estilos cerámicos de las antiguas culturas del centro de Michoacán. a) Cerámica policroma, b) Cerámica decorada con la técnica al negativo, c) Cerámica pseudo claisonné, d) Cerámica monocroma. Fuente: a), b) y d) Pollard, 2007; c) Cabrero, 2012.

3.5 Sitios arqueológicos alrededor de El Metate

En el estado de Michoacán el Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH) ha registrado hasta el momento más de 1900 sitios arqueológicos, de los cuales únicamente 6 se encuentran abiertos al público: Tzintzuntzan, Ihuatzio, Tres Cerritos, Huandacareo, San Felipe de los Alzati y Tingambato (García-García, 2017).

Utilizando como límite el área mostrada en la Figura 1.1 y empleando una selección de la base de datos proporcionada por el INAH, se presentan los 67 sitios arqueológicos hallados en los alrededores del Metate (Figura 3.10), los cuales cuentan con distintas evidencias de antiguas ocupaciones humanas: estructuras (pirámides y/o zonas habitacionales), concentraciones de materiales (cerámicas y/o lítica) y manifestaciones (petrograbados). Adentrándose en la literatura se puede notar que la mayoría de los sitios fueron detectados gracias a los salvamentos arqueológicos realizados durante la construcción de la carretera que conecta la ciudad de Morelia con el puerto de Lázaro Cárdenas (Pulido, 2012), por lo que la información de estos sitios arqueológicos se encuentra en los reportes de dichos salvamentos, los cuales son de acceso restringido y únicamente se cuenta con información de dos de ellos: Tingambato y Lagunillas. Por cuestiones de confidencialidad se omiten la ubicación y los nombres del resto de los sitios arqueológicos.

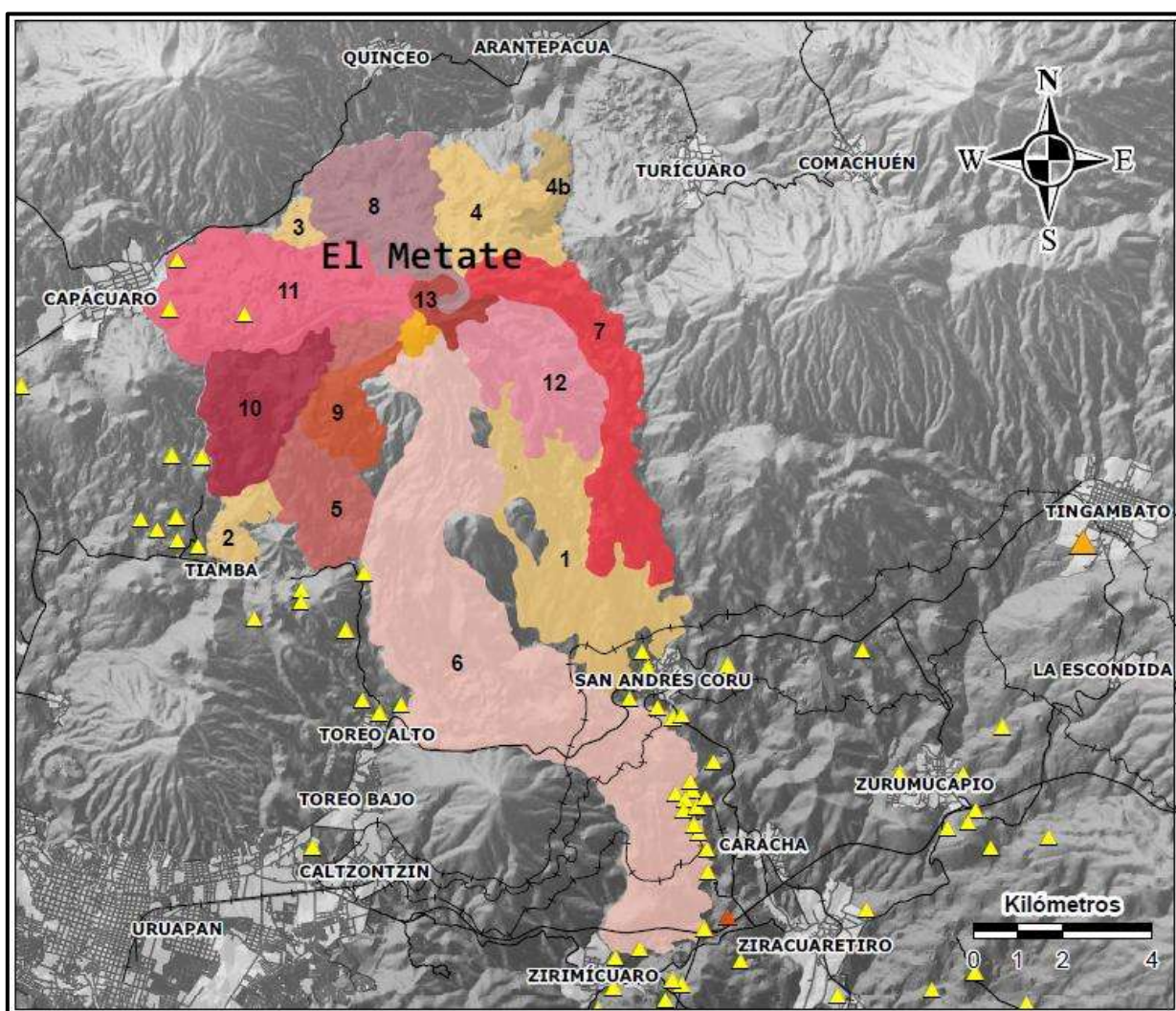


Figura 3. 10 Sitios arqueológicos alrededor de El Metate. Los símbolos en tonos rojos muestran los sitios de los cuales se obtuvo información, al este Tingambato y al sur Lagunillas.

3.5.1 Tingambato

El sitio arqueológico de Tingambato se localiza dentro del municipio del mismo nombre, a casi 90 kilómetros de la capital del estado. En la lengua tarasca Tingambato se entiende como “lugar donde termina el fuego”, por lo que los primeros investigadores que exploraron la zona dedujeron que este nombre era una metáfora del lugar donde termina la tierra caliente e inicia la tierra fría (Piña-Chan *et al.*, 1992; Oi, 2005).

Las primeras exploraciones arqueológicas sistemáticas en Tingambato fueron llevadas a cabo por el Dr. Piña-Chan, de febrero de 1978 a mayo de 1979 (Figura 3.11). El sitio se encuentra conformado por grandes plataformas donde se construyeron basamentos piramidales, un juego de pelota, diversos cuartos que probablemente fueron de uso habitacional y tumbas repletas de ofrendas (Piña-Chan *et al.*, 1992).



Figura 3. 11 Apariencia del basamento piramidal oriental de Tingambato al inicio y al final de las exploraciones realizadas por el Dr. Piña Chan en 1978. Fuente: *Piña-Chan et al., 1982*.

Cronológicamente, a Tingambato se le han asociado distintas temporalidades por diversos autores. La más antigua corresponde a la propuesta por Piña Chan y Ohi en 1982, en la cual proponen que el sitio tiene dos etapas constructivas: una primera que podría colocarse de 450 a 600 d. C., en la que se iniciaría el poblamiento y construcción del centro ceremonial; y la segunda etapa, de 600 a 900 d. C., en la que se introduce el estilo Teotihuacano en la arquitectura del lugar, así como la construcción del juego de pelota. Estos autores proponen que la ocupación del sitio culminó debido a un incendio, del cual quedaron como evidencias tanto cenizas como estructuras y pisos quemados. Posteriormente Ohi, en 2005, propone el inicio de la ocupación hacia el año 600 de nuestra era, concluyendo en la primera mitad del siglo XI. De igual manera sugiere que el colapso del sitio se debe a un gran incendio en la ciudad. Por su parte Cruz y Landa (2013) ubican a Tingambato entre el 200 y el 700/750 d.C., con tres etapas constructivas: la primera correspondiente a la construcción de las estructuras piramidales oriental y occidental, así como a la primera nivelación del terreno. En la segunda proponen la construcción de la gran plataforma, las tumbas, los patios hundidos y

la introducción del talud-tablero. La tercera etapa corresponde al recubrimiento del talud tablero. La última temporalidad propuesta pero la primera basada en edades de cocientecarbono es la que publica Punzo – Díaz en 2016. Las muestras analizadas se asocian al final de la primera etapa constructiva propuesta por Piña-Chan y Ohi e inicio de la segunda. Se obtienen edades que van del 570 al 670 d.C., por lo que propone que la presencia de la decoración talud – tablero pudo haber llegado a Tingambato tras el colapso de la ciudad de Teotihuacan en el año 575 d.C.

3.5.2 Lagunillas

La información que se tiene del sitio Lagunillas es realmente escasa, y lo poco que se sabe de él es gracias al artículo publicado por Pulido-Méndez y Grave-Tirado en 2002, en donde se describe un área compuesta por una estructura de planta mixta, parecida a las de Tzintzuntzan e Ihuatzio, y una plataforma que conforman un espacio ceremonial – administrativo, así como varios afloramientos acondicionados con muros de contención que forman terrazas además de plataformas utilizadas para las habitaciones de estatus social medio. El sitio se encuentra rodeado además por varios asentamientos de carácter habitacional, y parte de él se ubica en área de malpaís, tal como distintos sitios de las cuencas de Pátzcuaro y Zacapu.

Se ha ubicado temporalmente a este sitio en el Posclásico Tardío. Se infiere que debido a la presencia de la estructura piramidal que posee, este sitio debió funcionar como centro rector de la región y probablemente debió tener gran relevancia debido a su posición geográfica y a las regiones ecológicas de las que disponía, permitiéndoles controlar el paso de productos de intercambio y tributación hacia la capital del estado tarasco.

CAPÍTULO 4

MÉTODO EXPERIMENTAL

4.1 Recolección de las muestras

La recolección de muestras se llevó a cabo durante tres campañas de campo, durante las cuales se recorrió la periferia del volcán El Metate y se logró acceder a siete de los trece flujos de lava que lo constituyen: cuatro correspondientes a la fase temprana (Flujos 1 – 4) y tres de la fase tardía (Flujos 6, 8 y 11) (Figura 4.1), en la Tabla 3 se sintetizan los datos de la ubicación de los sitios de muestreo.

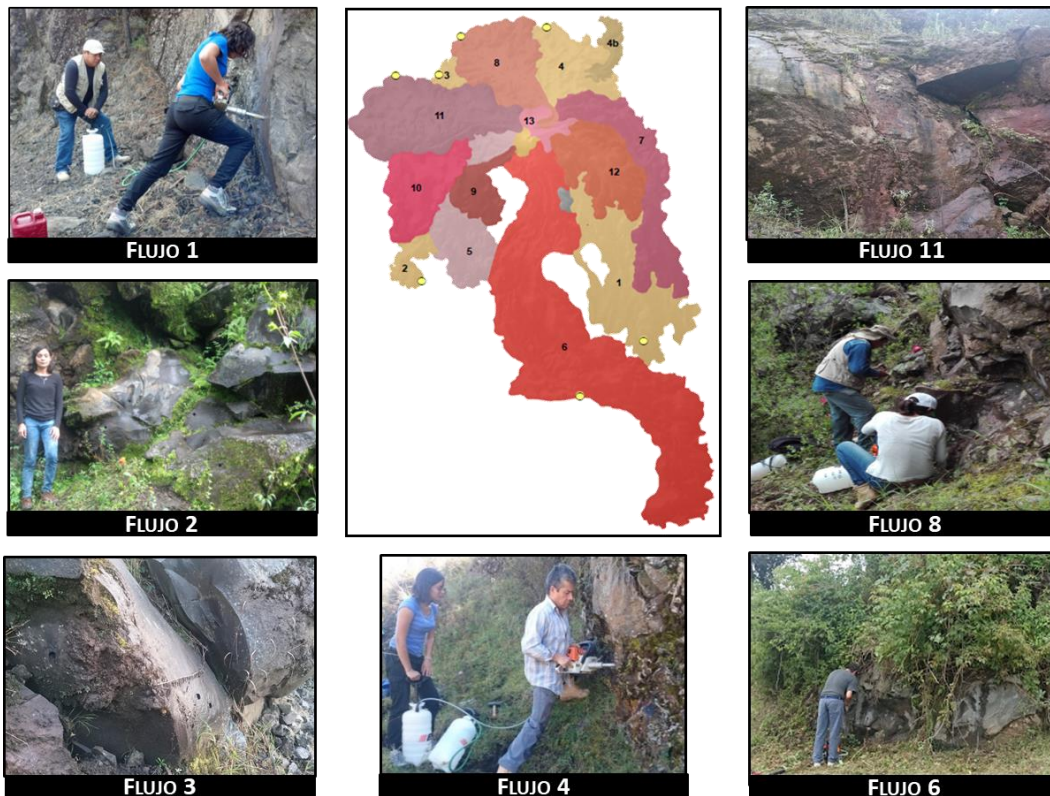


Figura 4. 1 Sitios muestreados en El Metate, se representa con un círculo amarillo la ubicación de cada punto de muestreo dentro de los flujos.

Tabla 3.
Localización de los sitios muestreados.

FLUJO	LATITUD N	LONGITUD W
1	19°28.363´	101°57.398´
2	19°29.371´	102°01.678´
3	19°33.414´	102°01.293´
4	19°34.679´	101°59.687´
6	19°27.270´	101°58.608´
8	19°34.285´	102°00.840´
11	19°33.523´	102°02.084´

De los sitios muestreados se obtuvieron núcleos y en algunos casos bloques orientados; los núcleos se extrajeron con el apoyo de una perforadora portátil con punta diamantada de una pulgada de diámetro, de cada núcleo se tomaron sus datos de inclinación y azimut empleando una brújula. Para el caso de los bloques orientados también fueron indicadas su inclinación y declinación, con las cuales posteriormente se adquirieron núcleos perforados en laboratorio. Mediante ambos tipos de muestreo se alcanzaron un total de 144 núcleos los cuales fueron cortados en fragmentos de 2 cm de largo consiguiéndose 230 especímenes (Figura 4.2).



Figura 4. 2 Especímenes rotulados y cortados.

Una vez preparados los especímenes se procedió a la medición de la Magnetización Natural Remanente (NRM) de cada uno de ellos mediante el uso de un magnetómetro de giro AGICO JR-6.

4.2 Caracterización magnética

Identificar a los portadores de la remanencia magnética es de vital importancia en paleomagnetismo, especialmente para la interpretación de resultados, ya que estos pueden

proveer evidencia directa del origen de la magnetización, así como de los mecanismos por los cuales esta remanencia fue adquirida. La mejor forma de hacer esto es mediante la determinación de una combinación de distintas propiedades magnéticas para así evitar los peligros de confiar en un solo parámetro (González *et al.* 1997).

Con la finalidad de identificar tanto a los portadores de la remanencia magnética como su respectivo estado de dominio, se realizaron experimentos de magnetismo de rocas mediante una Balanza de Traslación de Campo Variable (MM_VFTB) (Figura 4.3a): se midieron la Magnetización Remanente Isotermal (IRM), curvas de histéresis y curvas termomagnéticas; adicionalmente con el apoyo de un equipo Kappabridge se obtuvieron curvas de susceptibilidad magnética vs temperatura (Figura 3.4b).

La caracterización magnética también juega un papel importante como un primer parámetro de selección de muestras que basado en la identificación de los minerales ferromagnéticos presentes en el material de análisis permite inferir la buena o mala calidad de las muestras como portadores fiables del registro del campo magnético antiguo.

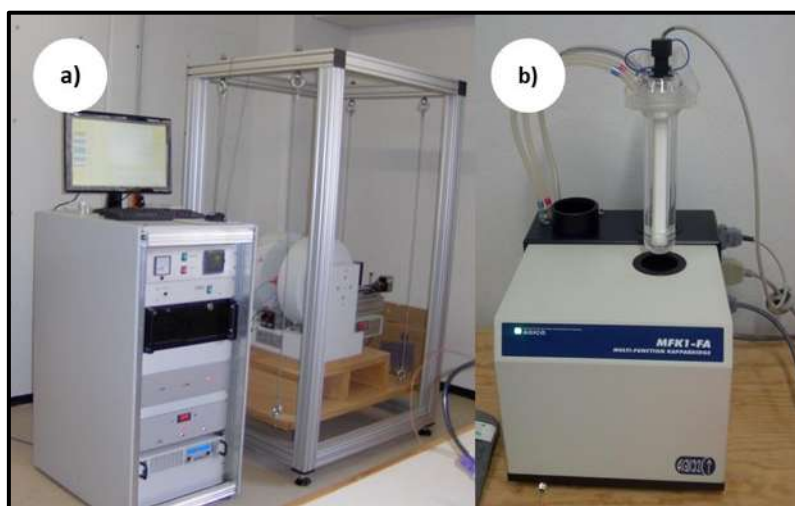


Figura 4. 3 Equipos utilizados para los experimentos de magnetismo de rocas. a) Balanza de Traslación de Campo Variable (MM_VFTB), b) Kappabridge.

4.2.1 Curvas de Magnetización Remanente Isotermal (IRM)

Las IRM son de interés ya que representan remanencias producidas en laboratorio, estas son de utilidad en la caracterización de muestras a través del estudio de los mecanismos que afectan la estabilidad de la remanencia y adicionalmente funcionan como un parámetro para la estimación de la paleointensidad relativa (Jackson, 2007).

La máxima IRM alcanzada es conocida como la Magnetización remanente de saturación (M_{rs}) y después de la saturación la remanencia restante se denomina M_r (Tauxe, 2016). Los

experimentos de IRM fueron llevados a cabo aplicando un campo magnético creciente de 0 mT a 760 mT a una temperatura ambiente.

4.2.2 Curvas de histéresis

Los parámetros obtenidos en la curva de histéresis proporcionan información sobre el arreglo de los dominios magnéticos de las muestras. Dadas las propiedades explicadas en las secciones 2.3.4 y 2.3.5 y como se mencionó en las mismas, los materiales con dominio sencillo (SD) y pseudo dominio sencillo (PSD) son las apropiadas para las determinaciones de intensidades en un estudio paleomagnético.

El experimento de histéresis fue llevado a cabo a temperatura ambiente en un campo creciente de 0 mT a 800 mT y posteriormente a un campo que decrece hasta -800 mT, se obtuvieron los parámetros de magnetización de saturación (M_s), saturación de la remanencia (M_{rs}), coercitividad (H_c) y coercitividad de remanencia (H_{cr}).

4.2.3 Curvas termomagnéticas ($M_s - T$)

Las curvas termomagnéticas se realizaron calentando las muestras a partir de la temperatura ambiente y hasta una temperatura de 600°C para posteriormente ser enfriadas nuevamente a temperatura ambiente. Para estos experimentos no se llevó a cabo ningún control con respecto a la atmósfera. Se siguieron los criterios comunes basados en la reversibilidad de las curvas para describir el comportamiento de la magnetización con la temperatura (Calvo *et al.*, 2002).

4.2.4. Curvas K - T

A diferencia de los experimentos realizados para la obtención de curvas $M_s - T$, los experimentos de susceptibilidad magnética vs temperatura (K - T) fueron llevados a cabo bajo una atmósfera controlada de Ar y en intervalos de temperatura crecientes iniciando en 100°C y llegando hasta 600°C, esto con la finalidad de detectar la temperatura a la cual inicia la alteración de las distintas fases minerales.

4.3 Desmagnetización por campos alternos

Se seleccionaron un total de 36 especímenes de los distintos flujos de lava para realizarles una limpieza magnética mediante desmagnetización por campos alternos (AFD, por sus siglas en inglés). Una vez medida la NRM de estos especímenes se inició la desmagnetización por pasos en un Desmagnetizador LDA5 (Figura 4.9) con incrementos en el campo aplicado de 5 mT y de acuerdo al comportamiento de cada uno de los especímenes se fue incrementando el intervalo a 10 mT finalizando el experimento en

campos máximos desde 50 mT hasta 160 mT, de igual manera dependiendo del comportamiento de cada uno de los especímenes. Para mayor referencia de los fundamentos teóricos de la desmagnetización por campos alternos y la representación de los datos obtenidos mediante este método revisar las secciones 2.4.1 y 2.4.5 de este trabajo.



Figura 4. 4 Desmagnetizador de campos alternos.

El proceso de desmagnetización por campos alternos de todos los especímenes analizados fue representado en diagramas ortogonales de desmagnetización (Zijdeldverd, 1967) con ayuda del software Remasoft3.0. En la figura 4.10 se presentan un par de diagramas representativos tanto de la fase temprana de emplazamiento del Metate (figura 4.10a y 4.10b) como de la fase tardía (Figura 4.10c y 4.10d). Como puede apreciarse, en la mayoría de las muestras analizadas se observa sólo una componente que tiende a la dirección característica, considerada por tanto como la magnetización primaria registrada en la muestra; para los casos en los que se observa además una componente secundaria se puede notar como esta es removida fácilmente con campos bajos (de 5 mT a 10 mT) (Figura 4.10).

4.4 Desmagnetización térmica

De entre las formas de magnetización natural, la TRM es la única que provee información acerca de las intensidades del campo geomagnético en el pasado. Como se expuso en la sección 2.4.2 el fundamento teórico bajo el que se desarrolla la obtención de paleointensidades a partir de los registros de TRM en una muestra es bastante sencillo sin embargo, en la práctica, las paleointensidades del campo geomagnético son muy difíciles de determinar porque los granos ferromagnéticos portadores de la TRM frecuentemente se encuentran alterados y/o las técnicas requeridas de calentamiento en el laboratorio inducen cambios físicos o químicos (Butler, 1992). Por tanto, la determinación de paleointensidades

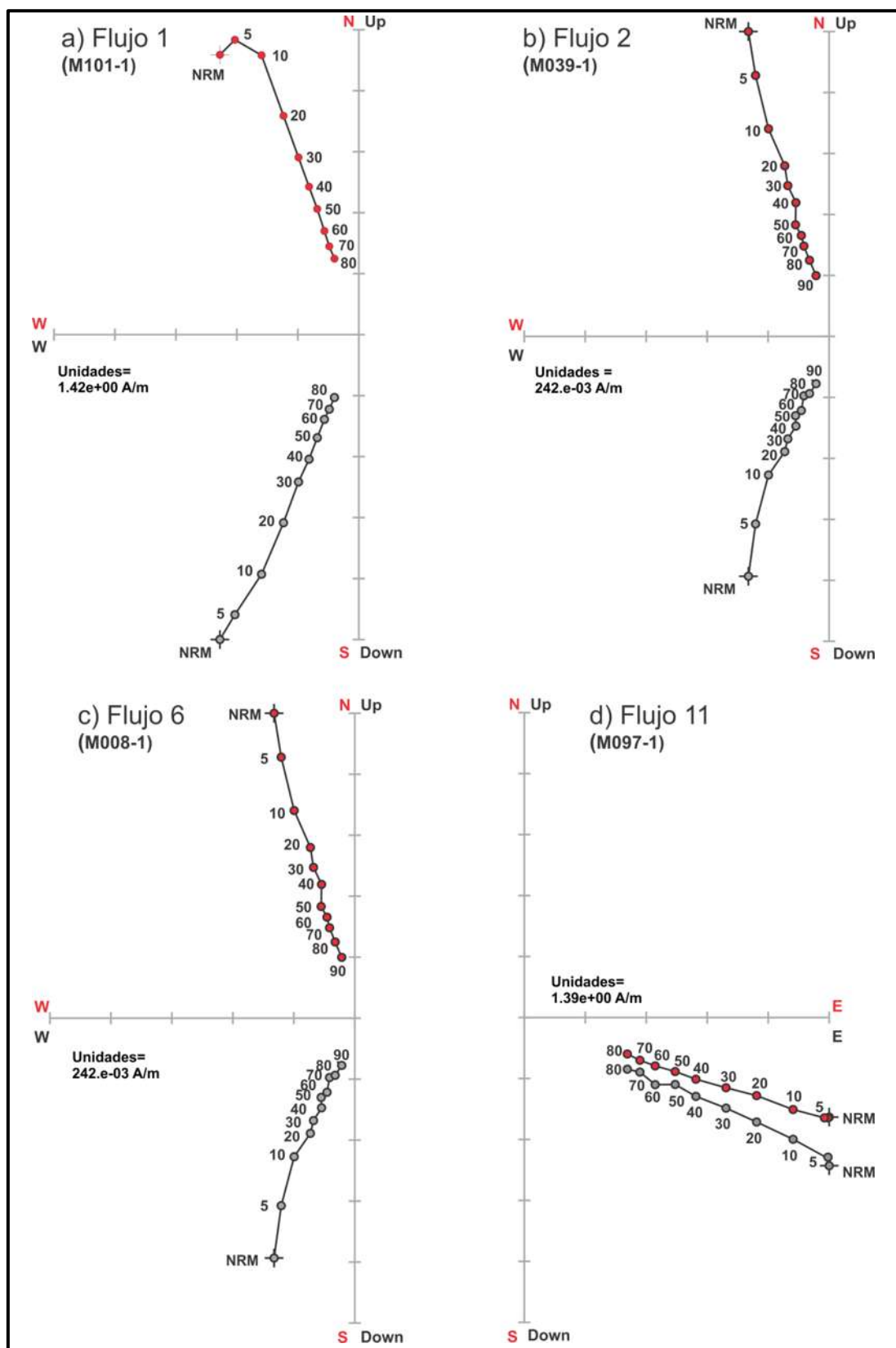


Figura 4. 5 Diagramas ortogonales de la desmagnetización por campos alternos de muestras representativas de los flujos del volcán el Metate.

ha sido tema de interés para la comunidad paleomagnética desde hace ya varios años, y con el paso del tiempo se han venido desarrollando varios métodos que, desde diferentes enfoques, pretenden disminuir o anular el efecto de todos los factores que alteran el estado natural de las partículas portadoras de la remanencia.

Uno de los principales objetivos de los experimentos de paleointensidad, ha sido la detección de cambios en la constante de proporcionalidad (ver sección 2.4.2) causada por la alteración de las fases magnéticas durante el calentamiento (Tauxe, 2016), bajo esta idea se desarrolla la familia de experimentos de calentamientos por pasos, en donde al calentar los especímenes por etapas, se va reemplazando progresivamente la remanencia natural con remanencias térmicas parciales. Estos experimentos tienen un alto potencial, especialmente cuando se repiten los pasos de bajas temperaturas, ya que es posible verificar que la capacidad de adquisición de un remanente térmico no ha cambiado. Dentro de esta familia el método pionero fue el desarrollado por Königsberger (1938), el cual determina la magnitud del campo magnético antiguo considerando la razón NRM/TRM, este método fue la base para el desarrollo de métodos más elaborados como el de Thellier y Thellier (1959), Thellier modificado por Coe (1967) y Thellier modificado por Kono y Ueno (1977).

Los experimentos de calentamientos por pasos requieren de aproximadamente 50 calentamientos, durante los cuales los especímenes se encuentran expuestos a alteración. Los diseños de algunos experimentos se enfocan en reducir el número de pasos o el tipo de calentamiento para minimizar los efectos de las altas temperaturas. Dentro de las estrategias para reducir dichos efectos, se encuentran el uso de atmósferas controladas, la reducción del número de pasos de calentamiento (familia de experimentos de Shaw (Morales, 2003), método de múltiples especímenes (Dekkers y Böhm, 2006)) y la reducción del calentamiento de la matriz con el uso de microondas enfocadas en los componentes ferromagnéticos del espécimen (Morales, 2003).

4.4.1 Método de Thellier y Thellier modificado por Coe

Uno de los métodos para la determinación de paleointensidades que se empleó para el desarrollo de este trabajo fue el de Thellier modificado por Coe ya que dentro de la comunidad paleomagnética tiene una amplia aceptación por ser el método que cuenta con mayor número de experimentos realizados y con una alta tasa de éxito. Los pasos a realizar para el desarrollo del experimento de Thellier modificado por Coe se describen a continuación:

1. Inicialmente se mide la NRM de la muestra en un magnetómetro de giro.
2. Dentro del desmagnetizador térmico, se calientan los especímenes en ausencia de campo magnético a una temperatura inicial (T_i) mayor a la temperatura ambiente (T_m), ($T_i > T_m$), posteriormente se enfrían hasta T_m y se mide la magnetización resultante (D_n).

3. Los especímenes son sometidos a un nuevo calentamiento a la temperatura T_i y de igual manera se enfrían hasta la temperatura T_m , en esta ocasión ambos pasos se ejecutan en presencia de un campo magnético conocido (paralelo al eje del cilindro del espécimen). El campo utilizado para los especímenes analizados en este trabajo fue de $45 \mu T$. Posteriormente se mide la magnetización resultante: $D_n + pTRM$ y la diferencia vectorial entre las dos magnetizaciones obtenidas da como resultado la magnetización termorremanente parcial (pTRM) obtenida a T_i .

4. Se repiten los pasos 2 y 3 para intervalos de temperatura cada vez mayores hasta desbloquear todas las temperaturas de Curie presentes en los especímenes, eliminando así de manera gradual las componentes más estables de la NRM haciendo su intensidad cada vez más pequeña mientras se van agregando otras pTRM's (Figura 4.11).

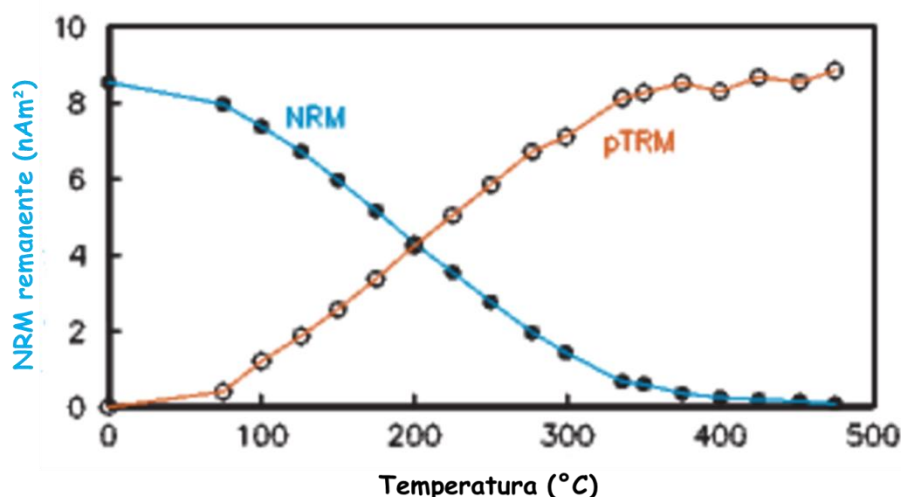


Figura 4. 6 Representación de la pérdida de NRM vs la ganancia de pTRM's durante un experimento de Thellier - Coe. Fuente: Tauxe, 2016.

5. Como técnica de control para registrar posibles alteraciones provocadas por los calentamientos, se realiza una serie de verificaciones sobre las pTRM's; estas se llevan a cabo después de haber realizado los puntos 2 y 3 a una temperatura T_k , posteriormente se realiza el mismo procedimiento del paso 2 pero en esta ocasión a una temperatura menor a T_i , a continuación se vuelven a efectuar los pasos 2 y 3 a la temperatura T_n (donde $T_i < T_k < T_n$). En ausencia de alteraciones las pTRM's adquiridas a una misma temperatura T_i deben ser iguales antes y después de haber calentado la muestra a la temperatura mayor T_k , el rango de error aceptable para determinar que la muestra no ha sufrido alteraciones es de $\pm 15\%$; en caso de que la muestra presente alteraciones por encima de estos valores el experimento es concluido. Los datos obtenidos mediante las verificaciones permiten construir un diagrama de Arai (Nagata et al, 1963), en el que cada punto representa un paso de doble calentamiento (con y sin campo) en donde al perder una porción de la NRM se gana una pTRM. En un caso ideal a estos puntos se debería ajustar una línea recta con pendiente

negativa, donde las verificaciones son representadas con un par de líneas perpendiculares que van de las temperaturas T_n a T_k (Figura 4.12).

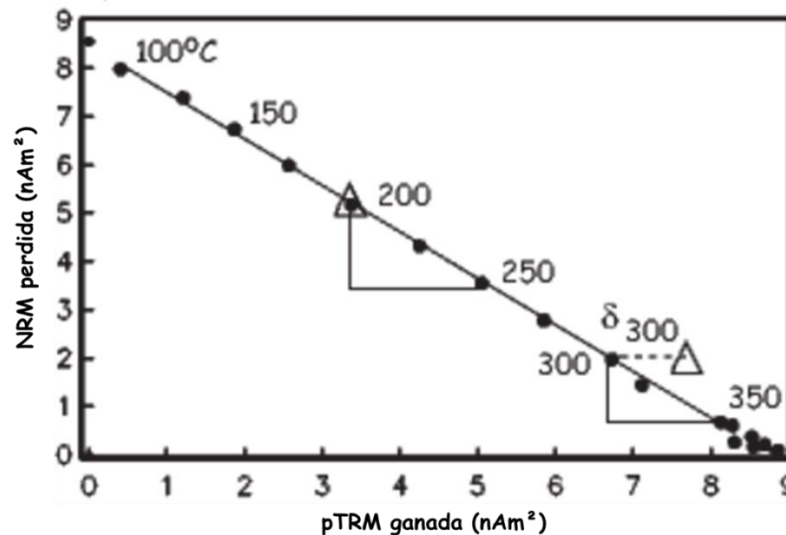


Figura 4. 7 Diagrama de Arai. Cada punto representa un paso doble de calentamiento, donde al perder el espécimen parte de su NRM, adquiere una pTRM. Fuente: Tauxe, 2016.

4.4.2 Corrección por ritmo de enfriamiento

Los tiempos de enfriamiento en el laboratorio y los tiempo de enfriamiento que ocurren de manera natural, por ejemplo en una lava, varían en al menos un orden de magnitud lo que puede llegar a producir una sobreestimación de hasta 7% en el cálculo de la intensidad para partículas de dominio sencillo, mientras que en las partículas de dominio múltiple se puede sobreestimar el valor de paleointensidad, por tal motivo es necesario aplicar un procedimiento que permita obtener un factor de corrección (Morales *et al.*, 2011).

La corrección por ritmo de enfriamiento consta de tres pasos:

1. El primer paso consiste en calentar los especímenes bajo la presencia de un campo magnético a la temperatura más alta a la que se llegó durante el método de Thellier – Coe, posteriormente los especímenes son enfriados durante un tiempo aproximado de 40 a 50 minutos empleando un ventilador y se registra la TRM obtenida (TRM1), este es un paso rápido.
2. Posteriormente se lleva a cabo un paso largo, el cual consiste en calentar nuevamente los especímenes a la temperatura más alta utilizada para el experimento de Thellier – Coe, pero a diferencia del paso anterior, el enfriamiento se realizará durante un período de 6 horas disminuyendo la temperatura cada 15 minutos de acuerdo a la ley de enfriamiento de Newton, de igual manera se registra la TRM adquirida (TRM2).

3. Finalmente se vuelve a realizar un paso rápido bajo las mismas condiciones que el primero obteniendo así una TRM3.

La diferencia porcentual relativa de TRM1 con respecto a TRM3 indica si los especímenes fueron alterados durante este proceso. Cuando dichos valores son mayores a $\pm 15\%$ se considera que hubo una alteración físico-química en los portadores de remanencia del espécimen y no puede ser obtenido un factor de corrección, fuera de esta restricción la razón de TRM1 y TRM2 proporcionan el factor de corrección.

4.4.3 Método de múltiples especímenes

Además de la obtención de paleointensidades mediante el método de Thellier modificado por Coe se decidió emplear una metodología adicional considerando dos cuestiones principales; al obtener datos semejantes mediante ambos métodos se asegura la calidad de dicha información, mientras que para los casos en los que se consiguen resultados distintos por ambos métodos se lleva a cabo un análisis y discusión de estas diferencias basados en la caracterización magnética de las muestras que permita justificar dichas discordancias.

El método de múltiples especímenes está basado en la linealidad de las pTRM's con respecto a los campos inducidos, lo cual se supone es una propiedad independiente del estado del dominio (Dekkers y Böhnelt, 2006). La idea esencial de este método consiste en interpretar la NRM del espécimen como una TRM_H completa adquirida en un campo magnético ambiente constante H . Al calentar esta TRM_H en un campo de laboratorio H_{lab} a una temperatura T y enfriarlo nuevamente a temperatura ambiente T_0 , esta es transformada en una sobreimpresión de una termoremanencia parcial denotada como pTRM*_{H, H_{lab}} (T), donde los subíndices indican los campos originales y de sobreimpresión y T indica la temperatura de calentamiento intermedia. El asterisco indica que la sobreimpresión inició a temperatura ambiente, por tanto se asume que la remanencia final es más pequeña que la NRM cuando $H_{lab} < H$, y mayor cuando $H_{lab} > H$ (Fabian y Leonhardt, 2010).

Para el desarrollo de este método es indispensable orientar de manera paralela la TRM de los especímenes con respecto al campo aplicado (Figura 4.13). La temperatura de calentamiento T aplicada es elegida libremente: se busca una temperatura tal que sea lo suficientemente alta para desbloquear una fracción significativa de la NRM, pero cuidando que se mantenga suficientemente baja para evitar alteración. Fabian y Leonhardt (2010) proponen un nuevo protocolo que incluye una corrección por estado de dominio ya que se ha podido determinar que el cálculo de paleointensidades mediante este método está sobreestimada en los especímenes con granos MD, las mediciones de remanencia en orden secuencial del experimento es:

1. Medir la TRM original m_0 .
2. La remanencia m_1 después de un ciclo de calentamiento y enfriamiento a temperatura T_1 en un campo de laboratorio H_1 donde el campo está alineado paralelo a la TRM.

3. La remanencia m_2 después de un ciclo de calentamiento y enfriamiento a temperatura T_1 en un campo de laboratorio $-H_1$ antiparalelo a la TRM.
4. La remanencia m_3 después de un calentamiento en campo cero a la temperatura T_1 y un enfriamiento en un campo de laboratorio H_1 donde el campo se encuentra alineado de manera paralela a la TRM.
5. La remanencia m_4 es obtenida después de repetir los procedimientos para obtener m_1 .



Figura 4. 8 Para el método de múltiples especímenes la TRM de cada espécimen debe ser orientada paralela al campo aplicado.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 Caracterización magnética

Los datos obtenidos a partir de la caracterización magnética de las muestras fueron analizados con el apoyo del software RockMagAnalyzer Versión 1.0 (Leonhardt, 2006) el cual calcula distintos parámetros de las curvas de IRM, coercitividad, histerésis y de las curvas termomagnéticas mediante suavizados y ajustes aplicando distintas funciones matemáticas.

5.1.1 Curvas de adquisición de Magnetización Remanente Isotermal (IRM)

En la Figura 5.1 se presentan las curvas obtenidas mediante el experimento de IRM realizado sobre los 7 flujos muestreados del volcán el Metate, los valores de IRM fueron normalizados a fin de poder comparar las gráficas de los distintos flujos.

La mayoría de las muestras de los flujos tempranos alcanzan su punto de saturación a campos de entre 270 y 480 mT, lo cual sugiere el dominio de minerales de coercitividad media (titano – magnetita) de tamaño de grano de dominio simple (SD) y/o pseudo dominio sencillo (PSD). La muestra del flujo 2, sin embargo, alcanzó su saturación hasta un campo de ~ 500 mT. Por otra parte, las muestras de los flujos tardíos (flujos 6, 8 y 11) obtienen su saturación en campos cercanos a 500 mT, señalando minerales de alta coercitividad, tales como magnetita o hematita de SD, como los principales portadores de la remanencia.

5.1.2 Curvas de histerésis

Las curvas de histerésis obtenidas en las muestras analizadas presentan la forma típica de un material con pseudo dominio sencillo (PSD) (Figura 5.2). El parámetro de forma (σ_{hys}), utilizado como un valor cuantitativo asociado al aspecto de la curva indica que todas las muestras son de tipo pot-bellied (Fabian, 2003) con distintos valores de contribución de

paramagnéticos. Los valores de la magnetización de saturación (M_s) para los flujos tempranos se encuentran en el rango de $(5.2 \text{ a } 9.2) \times 10^{-4} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$, mientras que para los flujos tardíos el rango va de $(1.4 \text{ a } 3.5) \times 10^{-4} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$.

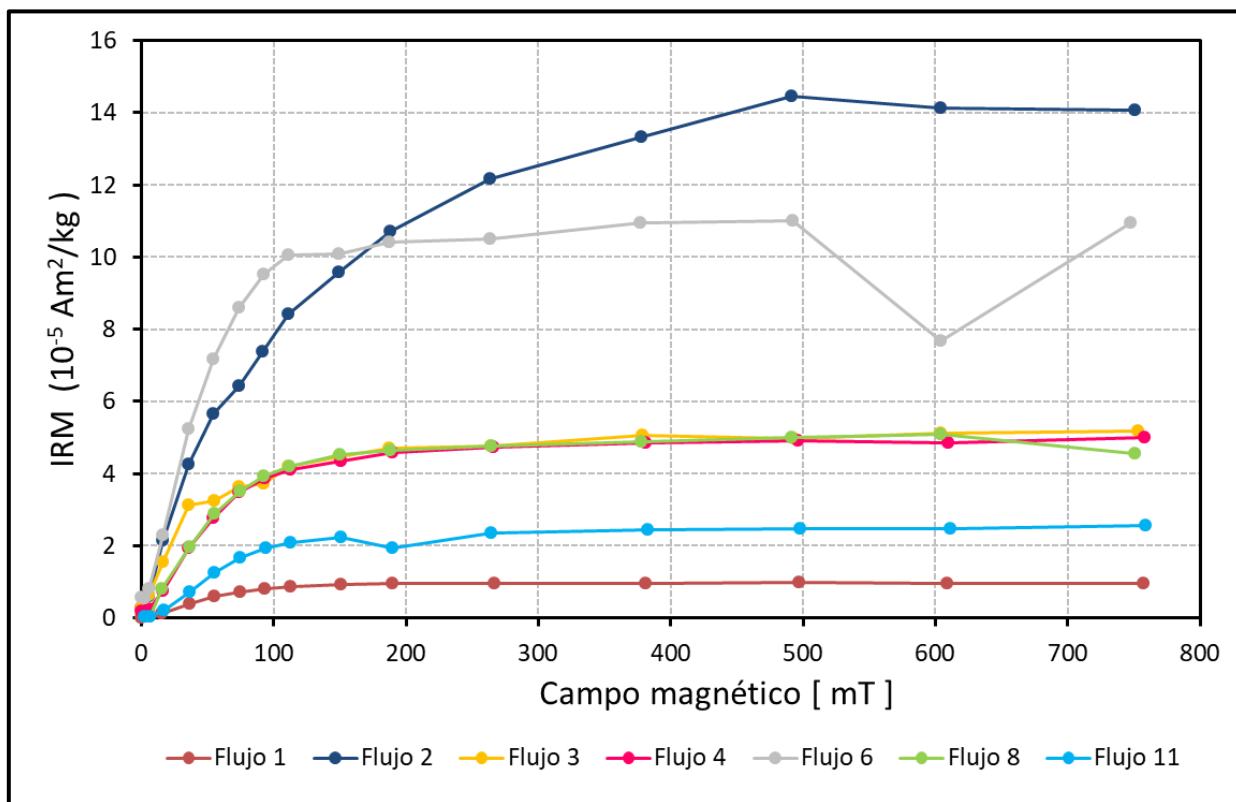


Figura 5. 1 Gráficas normalizadas de las curvas de IRM obtenidas para los 7 flujos en estudio del volcán el Metate.

A fin de identificar los estados de dominio magnético contenidos en las muestras de estudio, se calcularon los cocientes M_{rs}/M_s y H_{cr}/H_c , estos datos se graficaron en un diagrama de Day (Day et al. 1977), modificado por Dunlop (Dunlop, 2002); Cuando el cociente M_{rs}/M_s es alto la muestra no es capaz de desmagnetizarse por sí sola por la acción de un campo magnetostático auto-inducido, es decir, altos cocientes de M_{rs}/M_s son indicativos de partículas de dominio simple (SD) o pseudo dominio sencillo (PSD) como portadoras de la remanencia. Mientras que valores bajos de M_{rs}/M_s indican una efectiva desmagnetización, esto ocurre por la formación de largos dominios magnéticos de partículas MD como portadores de remanencia (Fabian, 2003).

Como se puede observar en el diagrama de Day (Figura 5.3), los datos obtenidos de todos los flujos analizados se encuentran dentro del área correspondiente al tamaño de partícula de pseudo dominio sencillo, presentándose los mayores valores de M_{rs}/M_s en los flujos 2, 8 y 11.

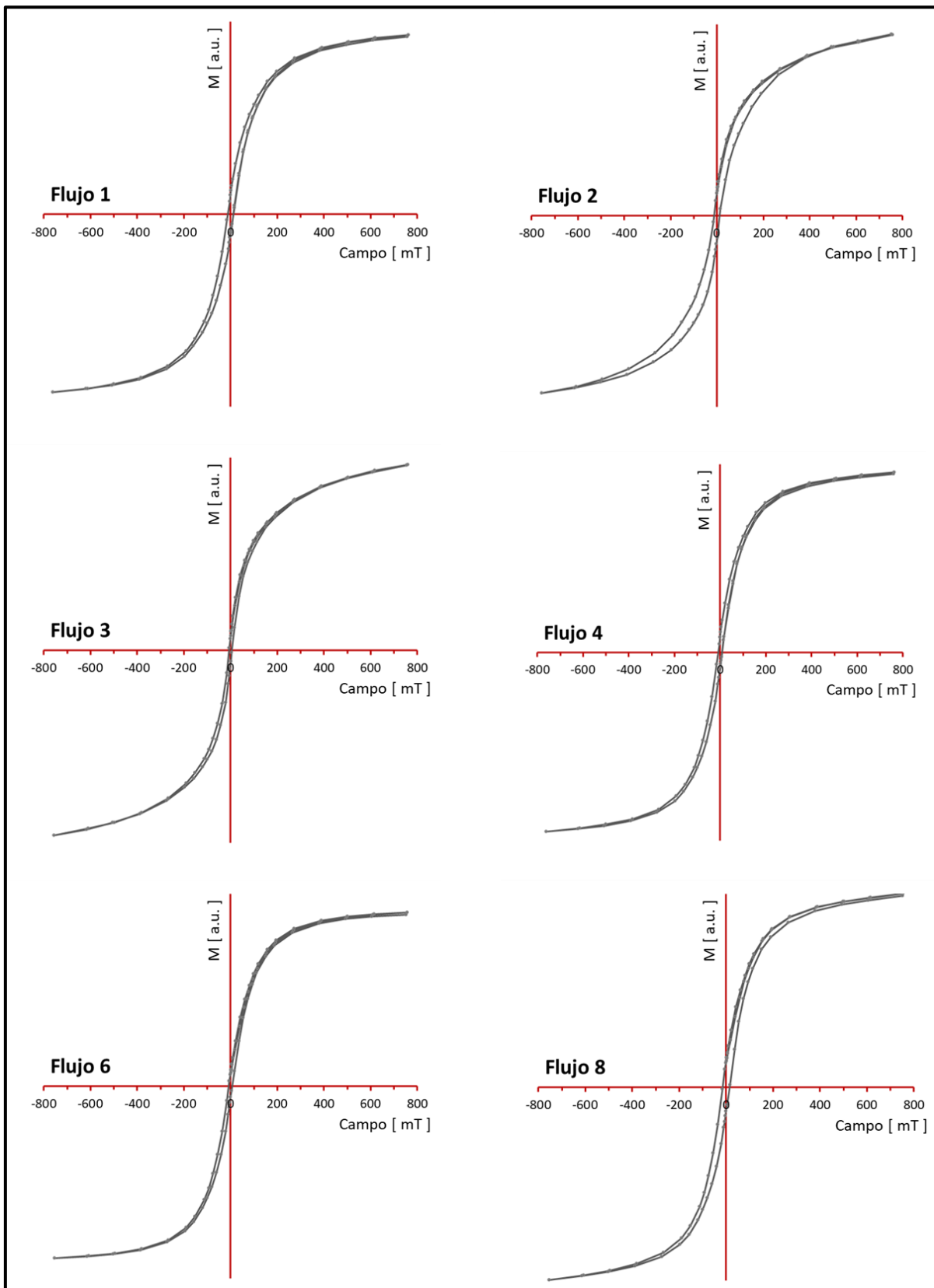


Figura 5. 2 Curvas de histéresis representativas generadas de los flujos de lava en estudio del volcán El Metate.

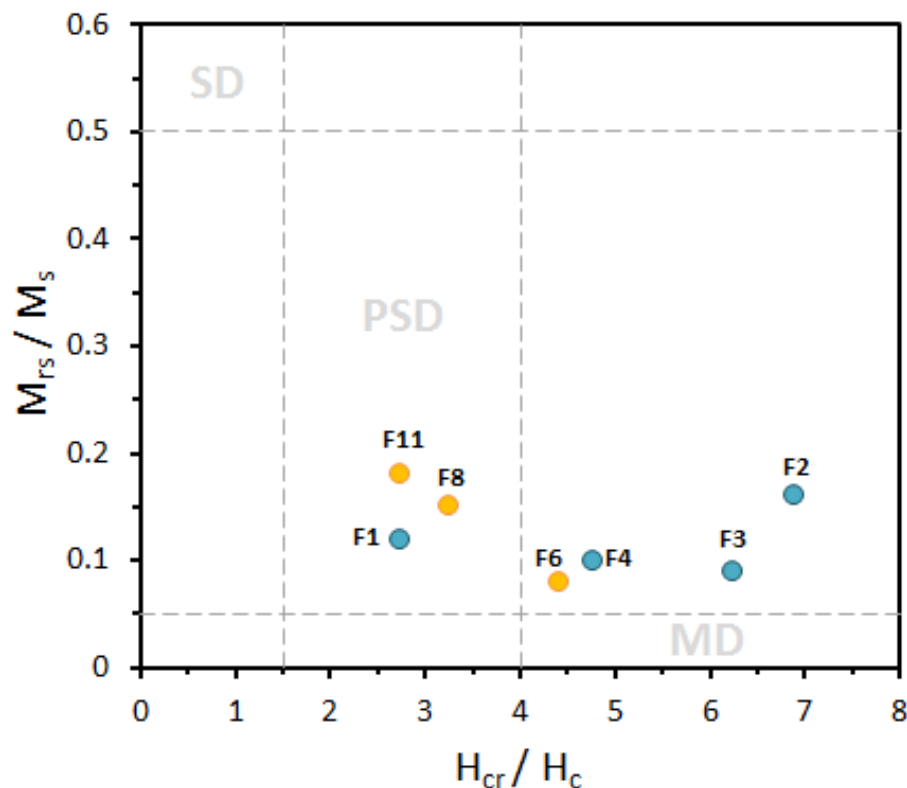


Figura 5. 3 Cocientes M_{rs}/M_s vs H_{cr}/H_c de los datos obtenidos mediante las curvas de histéresis de los flujos de lava del volcán el Metate representados en un diagrama de Day (Day *et al.*, 1977).

5.1.3 Curvas termomagnéticas ($M_s - T$)

Dentro de las tendencias mostradas por las curvas termomagnéticas, se reconocieron tres tipos distintos de comportamientos (Figura 5.4):

Las muestras tipo H (flujo 1 y flujo 4), muestran curvas reversibles con solo una fase ferromagnética caracterizada por una alta temperatura de Curie (T_C) cercana a los 575°C, la cual se puede asociar con una titanomagnetita de bajos contenidos de Ti o magnetita ligeramente sustituida con Al o Mg (Figuras 5.4a y 5.4d). Se considera que las muestras se ajustan a la tendencia de tipo H cuando además de mostrar las mismas fases tanto en curvas de calentamiento como de enfriamiento, la diferencia entre la magnetización inicial y final (al inicio y al final del experimento respectivamente) se sitúan dentro de $\pm 20\%$.

Las muestras tipo L (flujo 2 y flujo 3) se caracterizan por un comportamiento irreversible con una T_C baja ($\approx 300^\circ\text{C}$) y una fase con una T_C alta (entre 500°C y 550°C) tanto en la curva de calentamiento como en la de enfriamiento, sin embargo, la fase de baja temperatura se percibe menos pronunciada durante el enfriamiento (Figuras 5.4b y 5.4c). La primera fase podría corresponder a titanomagnetita rica en Ti ($x \approx 0.5 - 0.7$) mientras que la segunda fase responde más bien al comportamiento de una titanomagnetita pobre en Ti.

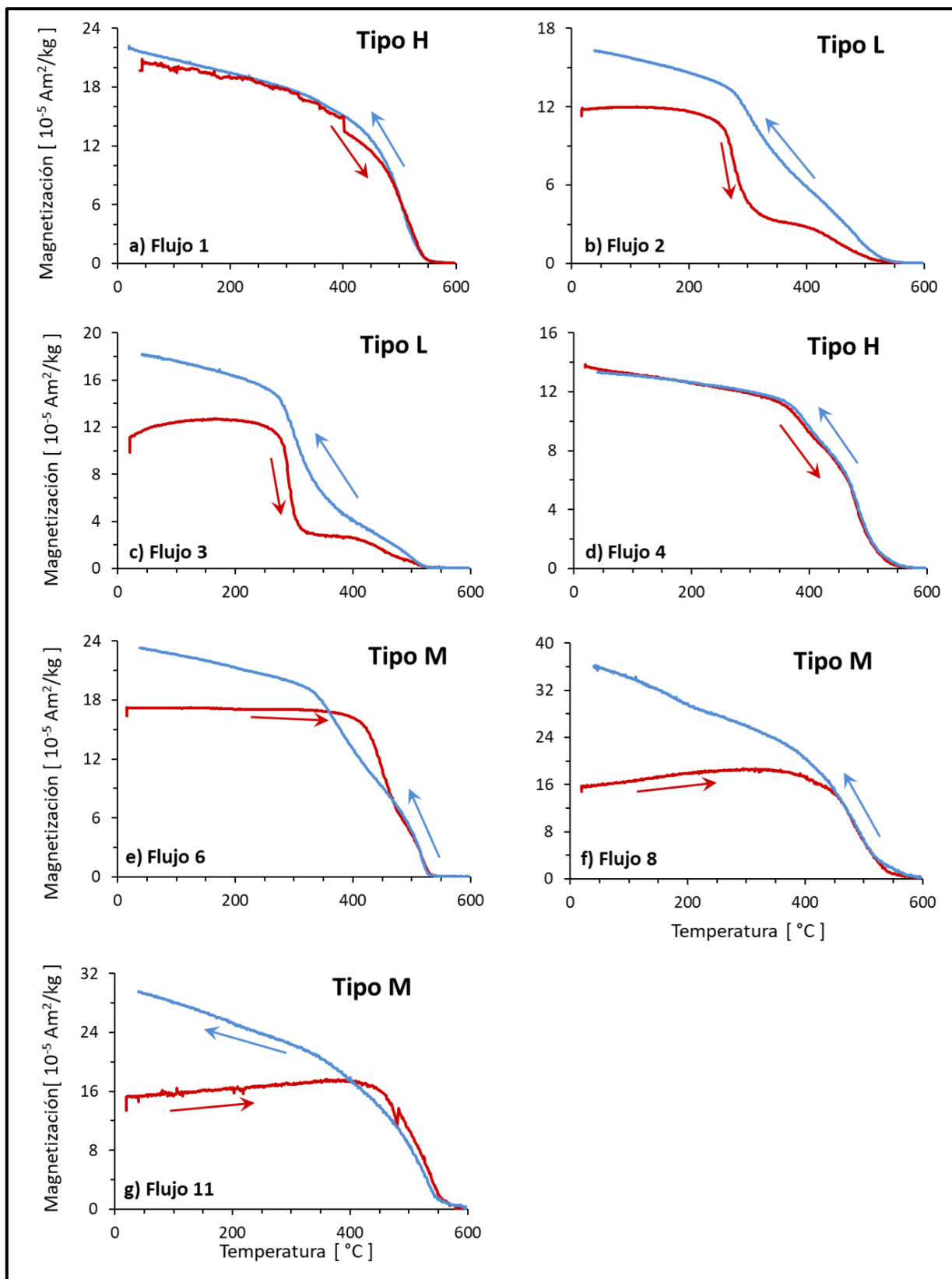


Figura 5. 4 Curvas termomagnéticas Ms - T representativas de los flujos analizados del volcán El Metate.

Las muestras con curvas tipo M se caracterizan también por un comportamiento irreversible (flujo 6, flujo 8 y flujo 11) destacándose la presencia de una fase intermedia (T_C entre 450°C y 500°C) y una fase de alta temperatura (T_C entre 500°C y 580°C) tanto en la curva de calentamiento como en la de enfriamiento, que en algunos casos estuvo acompañado por una fracción de magnetita muy débil. Durante el enfriamiento fueron observadas una fase de alta T_C (titanomagnetita con bajo contenido de Ti) y una fase de baja T_C (Figuras 5.4e, 5.4f y 5.4g).

5.1.4 Curvas K - T

Aunque las muestras caracterizadas dentro del tipo H parecen ser ideales para experimentos de determinación de paleointensidad (PI) y la mayoría de las muestras pueden ser agrupadas en este tipo, trabajar con muestras de tipo L y M resulta inevitable. Las curvas de susceptibilidad magnética a campos bajos vs temperatura (K - T) de las muestras tipo H hacen evidente su alteración mineralógica (Figura 5.5a y 5.5d) no revelada por las curvas M_s - T, incluso bajo una atmósfera inerte (Ar). Aparentemente la alteración parece iniciar a altas temperaturas, entre 400°C y 500°C. En el caso de la muestra del flujo 1 se produce una transformación de fases y la diferencia entre la magnetización inicial y la magnetización final puede exceder $\pm 20\%$. El comportamiento de la muestra del flujo 4 es más similar a una curva reversible, aunque aparece una ligera alteración a aproximadamente 450°C.

Las muestras con curvas tipo L (Figura 5.5b y 5.5c), las cuales contienen dos fases de minerales magnéticos, parecen reversibles bajo estas condiciones (atmósfera inerte). Aparentemente ocurre una ligera alteración a temperaturas altas (entre 400°C y 500°C). Como era esperado, bajo una atmósfera de argón, las muestras tipo M (Figura 5.5e, 5.5f y 5.5g) no son irreversibles como lo mostraba la curva obtenida en atmósfera de aire. La alteración mineralógica parece tomar lugar a temperaturas intermedias (entre 450°C y 500°C).

5.1.5 Síntesis de los resultados obtenidos mediante la caracterización magnética

En la Tabla 4 se presentan las principales características obtenidas mediante los análisis de la caracterización magnética de las muestras de los distintos flujos de lava analizados.

De manera general con el análisis en conjunto de todos los parámetros se pueden observar tres distintas tendencias en los 7 flujos analizados: dentro los flujos correspondientes a la fase temprana de la erupción de El Metate se distinguen dos grupos, el primero de ellos correspondiente a los flujos 1 y 4 y el otro con los flujos 2 y 3, mientras que los flujos tardíos tienen un comportamiento similar entre sí. Como se retomará más adelante dentro de la discusión de este trabajo, estos comportamientos o diferencias existentes entre los tres grupos, son también apreciadas en la petrografía y geoquímica (Chevrel *et al.*, 2016b) de los flujos.

RESULTADOS

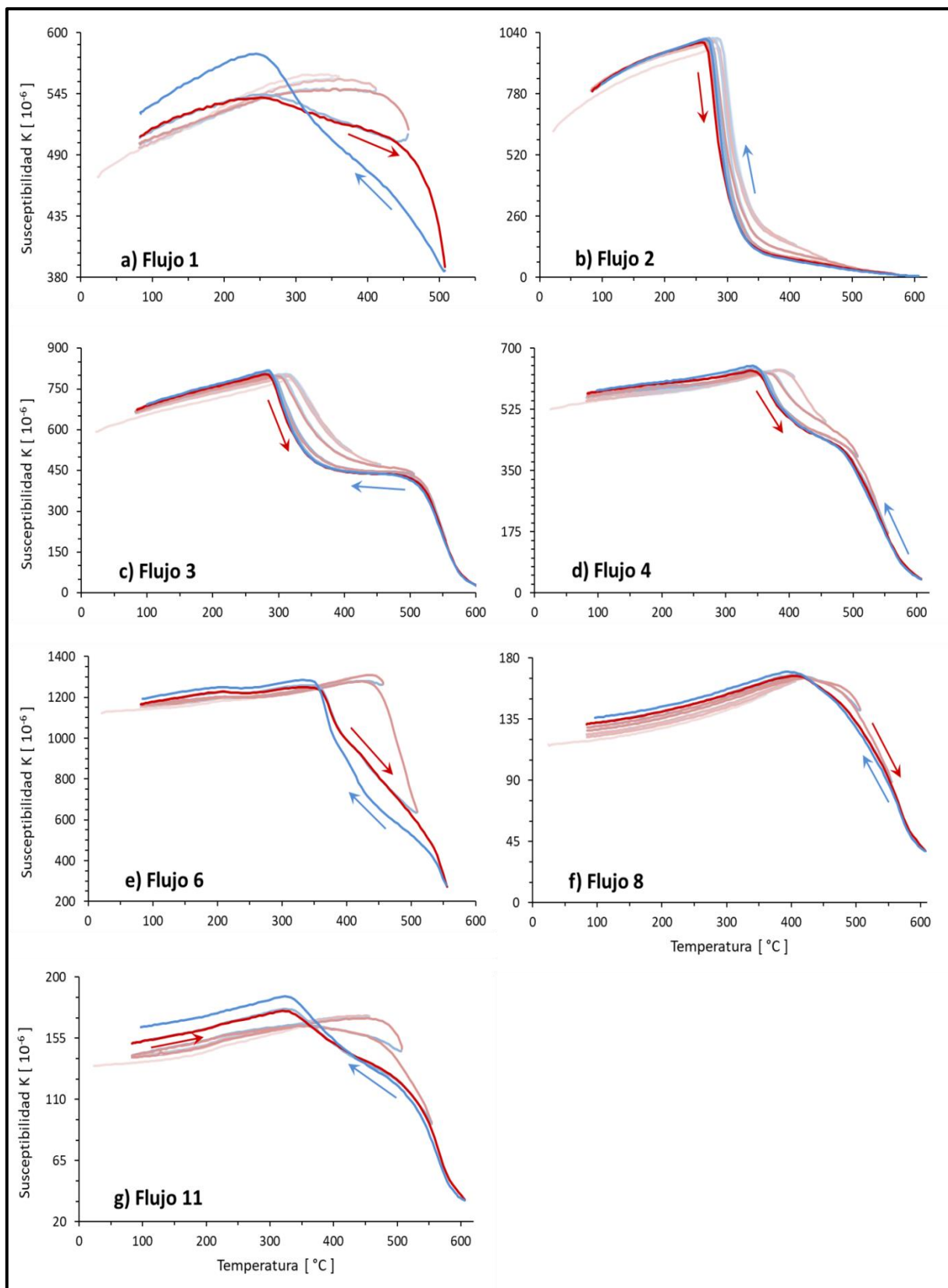


Figura 5. 5 Curvas $K - T$ representativas de los flujos de lava analizados del volcán el Metate.

Tabla 4.

Resumen de los resultados obtenidos de la caracterización magnética de los flujos de lava del volcán el Metate, los resultados presentados de las distintas temperaturas de Curie T_c se encuentran en °C y la magnetización remanente de saturación M_{rs} en mT.

FLUJO	M_{rs}	σ_{hys}	DIAG. DE DAY	TIPO	$M_s - T$ REVERSIBLE	T_c BAJA	T_c MEDIA	T_c ALTA	K - T REVERSIBLE
1	270	Pot-bellied	PSD	H	Sí	-	-	575	No
2	480	Pot-bellied	PSD	L	No	300	-	500 – 550	Sí
3	400	Pot-bellied	PSD	L	No	300	-	500 – 550	Sí
4	480	Pot-bellied	PSD	H	Sí	-	-	575	No
6	500	Pot-bellied	PSD	M	No	400	450 – 500	500 – 580	Sí
8	500	Pot-bellied	PSD	M	No	400	450 – 500	500 – 580	Sí
11	500	Pot-bellied	PSD	M	No	400	450 – 500	500 – 580	Sí

5.2 Paleodirecciones

Los datos de paleodirecciones obtenidos tanto de la desmagnetización por campos alternos como de la desmagnetización térmica fueron analizados mediante la estadística Fisher con el apoyo del software Remasoft 3.0 escrito por Chadima y Hrouda (2006). Como se representó en el capítulo anterior mediante los diagramas de Zijdelverd, en todos los flujos las muestras presentan una componente paleomagnética principal, frecuentemente acompañadas de una débil sobreimpresión inicial, las cuales pueden ser removidas a campos o temperaturas bajos 10 mT / 300 °C (ver Figura 4.10 del capítulo 4).

En la tabla 5 se presentan las direcciones medias de la Magnetización Remanente Característica (ChRM) (Figura 5.6). Como puede apreciarse, se obtuvieron direcciones medias de ChRM bastante similares y bien limitadas para los flujos iniciales (flujos 1 a 3). La dirección media para el flujo 4, sin embargo, difiere significativamente de la de los flujos anteriores, particularmente en la inclinación, la cual muestra un valor más pronunciado (~ 50°) debido probablemente a la inclinación de la zona muestreada (parte frontal del flujo). Por tanto, dichos datos fueron excluidos de la interpretación de las paleodirecciones realizada para los flujos tempranos.

En lo que respecta a los flujos tardíos, la situación es un tanto caótica. Los flujos 6 y 8 presentan valores de declinación mayores (359.2° y 14.3° respectivamente) a los de los flujos tempranos. Sin embargo, la inclinación del flujo 8 es también significativamente mayor (~ 50°), similar a la del flujo 4. En el anteriormente mencionado trabajo de González *et al.*,

RESULTADOS

(1997) (Capítulo 1), sobre paleomagnetismo en el Campo Volcánico Michoacán - Guanajuato, se presentan datos sobre el muestreo del flujo 8, en el que se obtiene de igual manera un valor promedio de inclinación alto (41.5°).

Tabla 5.
Promedio de las direcciones de la ChRM de todos los flujos estudiados del volcán el Metate.

FLUJO	DECLINACIÓN	INCLINACIÓN	α_{95}
1	346.7°	32.9°	5.5
2	342.9°	30.3°	4.2
3	345.6°	36.9°	6.7
4	336.0°	49.4°	3.3
6	359.2°	29.8°	3.6
8	14.3°	45.2°	3.3
11	113.5°	46.1°	10.1

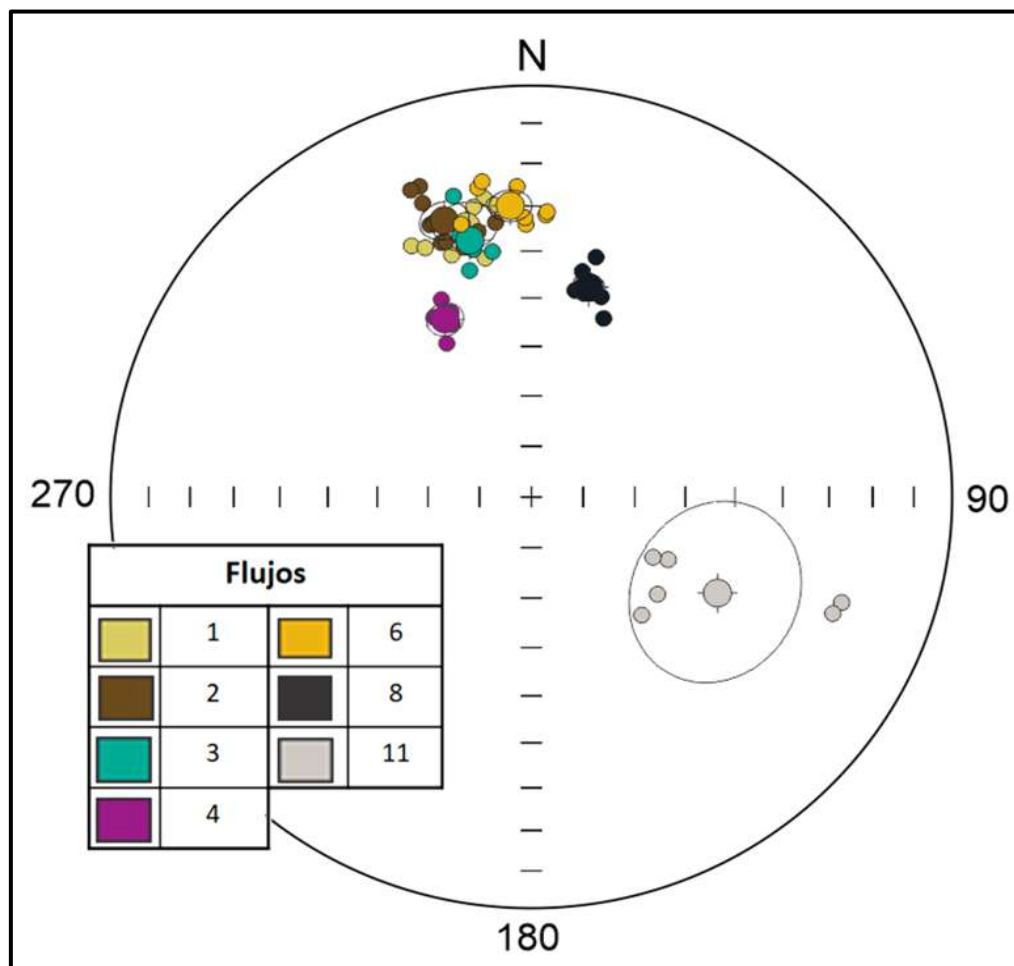


Figura 5. 6 Direcciones obtenidas de los 7 flujos estudiados del volcán el Metate representados en un diagrama de iguales áreas, en el recuadro de la esquina inferior izquierda se indican los colores con los que se representa cada flujo.

En el caso del flujo 11, la declinación es anormalmente alta (113.5°), mientras que el valor de inclinación es ligeramente mayor que el del flujo 8. La dispersión en las direcciones finales de los sitios muestreados para los flujos tardíos merece hacer algunos comentarios. Tanto los frentes de lava del flujo 8 como del flujo 4 parecen haber experimentado una inclinación posterior al enfriamiento, y en el caso del flujo 4 también una rotación en sentido horario, probablemente debido a la continua emisión de lava. Esta hipótesis puede sustentarse considerando la elevada pendiente que presentan los flujos de la parte norte del edificio volcánico, así como el alto espesor de sus frentes (hasta 200 m).

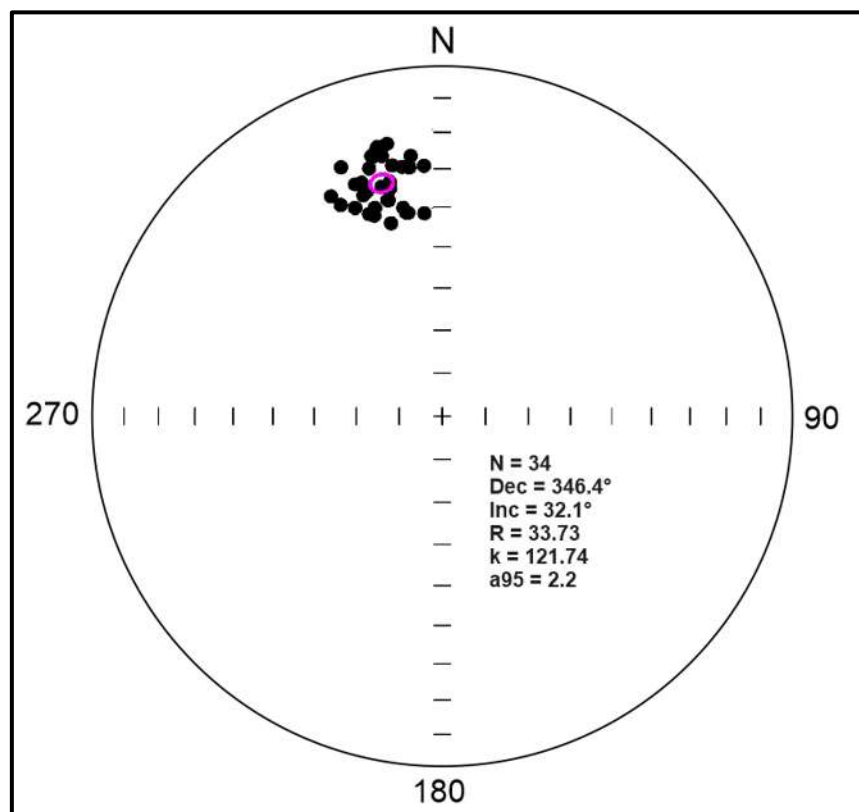


Figura 5. 7 Direcciones combinadas de los flujos 1, 2 y 3, el valor medio de los datos se encuentra representado con el círculo rosa.

Para confirmar los emplazamientos casi simultáneos de los flujos iniciales, se realizó la prueba de distribución F en las muestras provenientes de estos flujos. Los parámetros F calculados para las tres posibles combinaciones (flujo 1 vs flujo 2, flujo 1 vs flujo 3 y flujo 2 vs flujo 3) generaron valores inferiores al valor crítico (a un nivel de confianza del 95%), validando la hipótesis nula H_0 de que ambos muestreos poseen la misma varianza. Por el contrario, los valores F obtenidos al aplicar la prueba F de cualquiera de los flujos tempranos con el flujo 6, arrojan un valor más alto que el crítico, por lo que se rechaza H_0 y la validación de las distintas varianzas de los flujos tempranos y el flujo 6. Combinando las direcciones medias de la dirección de los flujos tempranos, tenemos (Figura 5.7): $D = 346.4^\circ$, $I = 32.1^\circ$ ($N = 34$, $R = 33.73$, $k = 121.74$, $95 \alpha_{95} = 2.2$).

5.3 Paleointensidades

5.3.1 Método de Thellier – Coe

Para el análisis de los datos de PI obtenidos mediante el experimento de Thellier – Coe se empleó el software ThellierTool 4.22 (Leonhardt *et al.*,2004), el cual además de ser un programa muy intuitivo y fácil de utilizar permite visualizar distintos tipos de gráficas tales como el diagrama de Arai para la determinación de paleointensidades, las proyecciones ortogonales de la dirección, el decaimiento de la NRM durante la desmagnetización térmica y gráficas adicionales relacionadas con la alteración y los controles multidominio que representan la calidad de las determinaciones individuales. Este programa permite además realizar correcciones por cambios magnetomineralógicos y analizar las tendencias multidominio.

Tanto los resultados de paleointensidad adquiridos para los siete flujos de lava estudiados como sus parámetros de calidad asociados son presentados en la Tabla 6, de igual manera en la figura 5.8 se presentan algunos diagramas de Arai representativos de los especímenes de algunos de los flujos. Los valores de paleointensidad (PI) obtenidos para los flujos tempranos son muy distintos entre ellos: $(72.8 \pm 7.4) \mu\text{T}$, $(47.9 \pm 3.0) \mu\text{T}$, $(39.9 \pm 10.3) \mu\text{T}$ y $(53.7 \pm 10.7) \mu\text{T}$ (flujos 1 a 4, respectivamente). Lo mismo sucede con los datos de los flujos tardíos (Flujos 6, 8 y 11), los valores difieren mucho entre sí: $(56.5 \pm 7.8) \mu\text{T}$, $(48.4 \pm 8.2) \mu\text{T}$ y $(37.4 \pm 6.1) \mu\text{T}$, respectivamente.

Tabla 6.
Valores de PI obtenidos por el método de Thellier – Coe para los diferentes especímenes de cada uno de los flujos estudiados con sus respectivos parámetros de calidad.

FLUJO	Espécimen	$T_1 - T_2$	N	m	$\pm sm$	f	g	q	H	$\pm sH$	F_{CRC}	H_{crc}
1	M101-1	350-500, 540	6	-1.397	0.084	0.797	0.465	6.198	69.9	4.2	1.0	71.3
	M102-1	350-560	8	-1.572	0.092	0.867	0.674	9.997	78.6	4.6	1.0	79.4
	M103-1	450-540	5	-1.654	0.268	0.330	0.521	1.060	82.7	13.4	1.1	78.0
	M104-1	450-565	8	-1.679	0.239	0.457	0.811	2.603	84.0	12.0	1.1	77.7
	M111-1	200515	9	-1.333	0.060	0.604	0.852	11.36	66.6	3.4	-	66.6
	M119-1	400-540	6	-1.789	0.201	0.249	0.660	1.460	89.5	10.1	1.1	82.8
								$\bar{x}$	78.5		$\bar{x}$	72.8
2								1σ	8.8		1σ	7.4
	M047-2	100-515, 560	12	-0.997	0.017	0.554	0.812	26.51	49.9	0.8	-	49.9
	M049-2	100-425, 475-560	9	-0.977	0.019	0.389	0.543	10.1	48.8	1.0	1.1	44.4
	M050-1	450-560	11	-1.055	0.039	0.501	0.850	11.42	52.7	2.0	1.1	49.3
								$\bar{x}$	50.5		$\bar{x}$	47.9
3								1σ	2.0		1σ	3.0
	M078-1	350-560	8	-1.206	0.093	0.416	0.773	4.173	60.3	4.6	1.0	59.1
	M079-1	150-475	8	-0.989	0.043	0.488	0.598	6.684	49.5	2.2	1.1	46.7
	M080-1	150-500	9	-0.783	0.025	0.294	0.794	7.305	39.1	1.3	1.2	33.2
	M127-1	200-500	8	-0.760	0.031	0.613	0.768	11.50	38.0	1.6	1.2	30.9
	M128-1	150-500	9	-0.673	0.026	0.547	0.774	11.11	33.6	1.3	1.2	27.1
	M129-1	200-500	8	-0.875	0.052	0.598	0.782	7.829	43.7	2.6	1.2	36.7

	M130-1	200-500	8	-0.893	0.054	0.603	0.788	7.885	44.6	2.7	-	44.6
	M131-1	200-500	8	-0.875	0.048	0.573	0.791	8.283	43.8	2.4	1.1	40.9
								$\bar{x}$	44.1		$\bar{x}$	39.9
4								1 σ	8.1		1 σ	10.3
	M083-1	350-540	8	-1.146	0.049	0.222	0.645	3.365	57.3	2.4	1.0	60.3
	M085-1	200-540	10	-0.896	0.042	0.384	0.718	5.822	44.8	2.1	1.0	43.5
	M086-1	200-500, 540	9	-0.801	0.014	0.562	0.427	14.07	40.0	0.7	1.0	39.3
	M135-1	350-560	8	-1.060	0.072	0.455	0.771	5.171	53.0	3.6	1.0	54.6
	M137-1	200-500, 540	9	-1.294	0.093	0.370	0.729	3.766	64.7	4.6	1.0	65.3
	M139-1	200-500, 540	9	-1.370	0.078	0.634	0.655	7.294	68.5	3.9	1.0	69.2
	M140-1	300-560	9	-1.084	0.046	0.561	0.706	9.266	54.2	2.3	1.0	55.9
	M142-1	300-560	9	-0.803	0.043	0.346	0.704	4.505	40.2	2.2	1.0	40.6
	M143-1	300-560	9	-1.045	0.074	0.249	0.759	2.676	52.3	3.7	1.0	55.0
								$\bar{x}$	52.8		$\bar{x}$	53.7
6								1 σ	10.0		1 σ	10.7
	M002-1	200-400, 500-560	8	-1.018	0.055	0.924	0.662	11.33	50.9	2.7	1.1	48.4
	M003-1	200-450, 500-560	9	-1.107	0.070	0.945	0.750	11.20	55.3	3.5	1.0	53.9
	M004-1	200-515, 560	10	-1.079	0.060	0.926	0.788	13.07	53.9	3.0	1.0	53.8
	M005-1	200-515, 560	10	-1.112	0.061	0.868	0.791	12.48	55.6	3.1	1.0	53.4
	M007-2	250-450, 500-560	9	-0.953	0.089	0.895	0.774	13.42	47.6	2.5	1.0	45.4
	M008-2	250-450, 500-560	9	-1.173	0.040	0.893	0.776	20.55	58.7	2.0	1.0	57.3
	M009-1	150-450, 500-540	10	-1.240	0.020	0.755	0.689	33.03	62.0	1.0	1.0	60.9
	M010-1	250-450, 500-540	8	-1.385	0.043	0.754	0.671	16.18	69.3	2.2	-	69.3
	M010-2	200-450, 500-560	10	-1.322	0.038	0.837	0.753	21.83	66.1	1.9	-	66.1
								$\bar{x}$	57.7		$\bar{x}$	56.5
8								1 σ	7.0		1 σ	7.8
	M015-2	350-515, 560	7	-1.251	0.114	0.530	0.595	3.474	62.6	5.7	-	62.6
	M016-1	150-560	12	-0.751	0.033	0.762	0.843	14.47	37.6	1.7	1.1	35.7
	M017-3	150-570	13	-0.839	0.031	0.653	0.883	15.54	41.9	1.6	1.1	37.2
	M018-2	150-570	13	-0.944	0.031	0.625	0.893	17.26	47.2	1.5	1.1	41.6
	M021-1	250-570	11	-1.096	0.039	0.644	0.791	14.50	54.8	1.9	-	54.8
	M052-1	200-570	12	-1.075	0.017	0.730	0.874	40.16	53.7	0.9	1.1	49.9
	M056-2	150-570	13	-1.081	0.016	0.720	0.881	42.51	54.0	0.8	1.1	48.6
	M061-2	200-570	12	-1.068	0.020	0.641	0.881	29.57	53.4	1.0	1.1	50.5
	M067-2	150-570	13	-1.080	0.034	0.702	0.889	20.01	54.0	1.7	1.1	50.0
	M071-1	150-570	13	-1.066	0.029	0.657	0.880	20.10	53.3	1.5	1.0	52.8
11								$\bar{x}$	51.3		$\bar{x}$	48.4
								1 σ	7.2		1 σ	8.2
	M087-1	300-565	10	-0.872	0.020	0.485	0.841	17.93	43.6	1.0	1.1	39.3
	M088-1	300-540	8	-0.683	0.028	0.424	0.790	8.297	34.2	1.4	1.1	30.5
	M089-1	300-540	8	-0.735	0.030	0.429	0.751	7.929	36.7	1.5	1.2	31.7
	M090-1	300-540	8	-0.800	0.035	0.296	0.836	5.668	40.0	1.7	-	40.0
	M091-1	300-540	8	-0.768	0.035	0.302	0.837	5.559	38.4	1.7	-	38.4
	M093-1	250-540	9	-0.701	0.032	0.241	0.853	4.541	35.1	1.6	-	35.1
	M094-1	200-540	10	-0.628	0.036	0.337	0.793	4.621	31.4	1.8	1.0	31.4
	M095-1	250-540	9	-0.845	0.066	0.511	0.792	5.161	42.2	3.3	1.0	41.8
	M096-1	250-500, 540	8	-1.011	0.030	0.448	0.793	12.00	50.5	1.5	1.0	50.5
	M100-1	150-500	9	-0.697	0.043	0.292	0.637	3.01	34.8	2.2	1.0	34.8
								$\bar{x}$	38.7		$\bar{x}$	37.3
								1 σ	5.6		1 σ	6.1

RESULTADOS

El rango $T_1 - T_2$ representa los valores de temperatura utilizados en el diagrama de Arai para el cálculo de PI, N = Número de puntos utilizados en el diagrama de Arai, f = fracción de la NRM utilizada en el cálculo de PI, g = igualdad de espaciamento entre puntos (varía de 0 a 1, mientras más cercano a 1 la calidad del dato es mejor), q = factor de calidad, H = valor de PI, $\pm SH$ = rango de error de PI, f_{CRC} = factor de corrección obtenido por ritmo de enfriamiento, H_{CRC} = valor de PI corregido por ritmo de enfriamiento. Al final de los datos de cada uno de los flujos, se presentan sus valores medios y de desviación estándar, en rojo antes de la corrección por ritmo de enfriamiento y en azul ya con la corrección realizada.

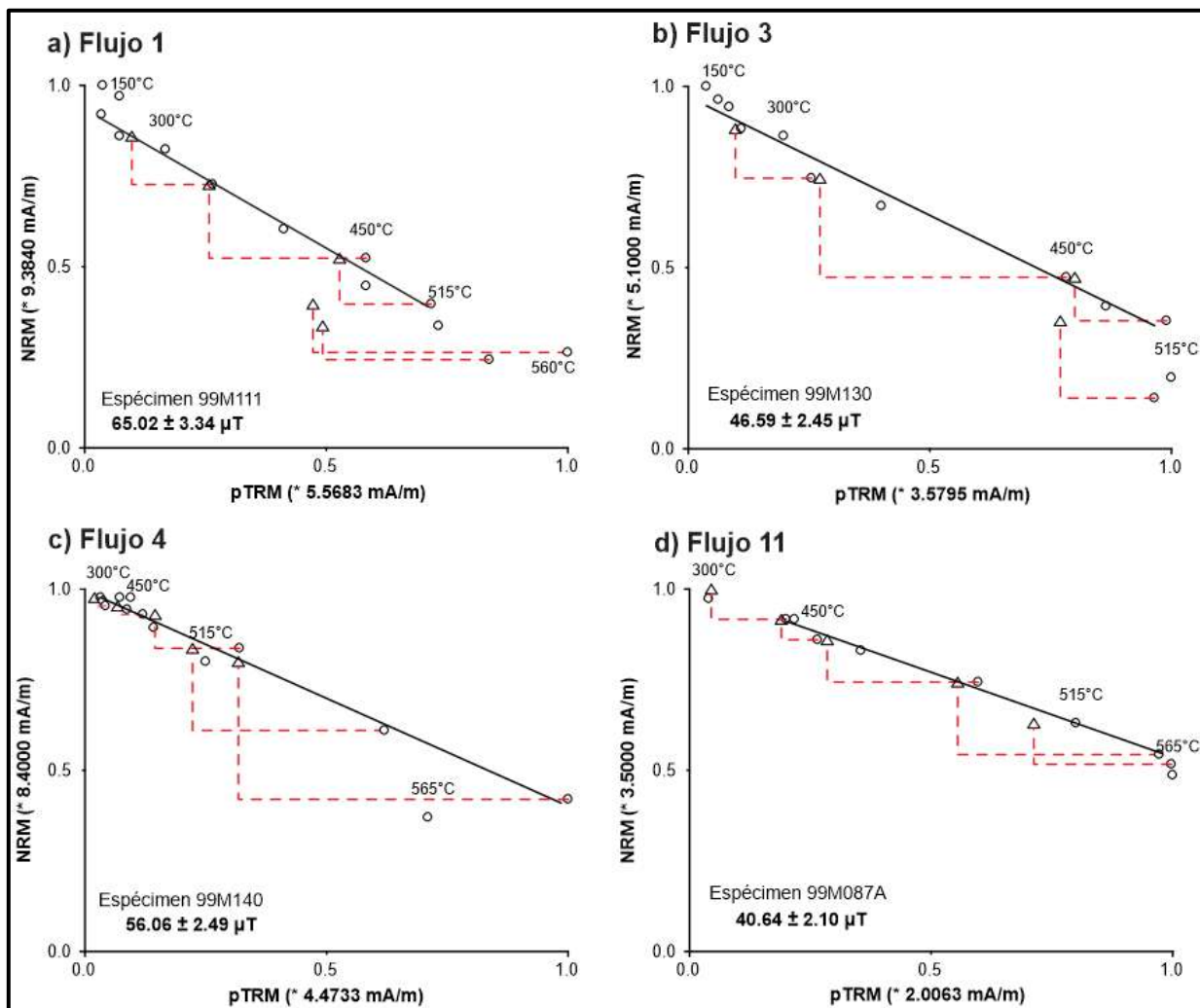


Figura 5. 8 Diagramas de Arai de los especímenes representativos de distintos flujos, las líneas punteadas rojas representan las temperaturas a las cuales se realizaron los chequeos.

A primera vista destaca un valor atípicamente alto de PI para el flujo 1. Aunque no se aprecia un comportamiento claramente cóncavo de las gráficas de Arai (Figura 5.8a), se observan altos porcentajes de colas de pTRM por encima del 10% y hasta el 40% para la mayoría de las muestras procedentes del flujo 1, lo que confirma el carácter predominante de dominio múltiple (MD) de los portadores magnéticos de remanencia dentro de este flujo.

Con el propósito de estimar si existen diferencias significativas (en el límite de confianza del 95%) entre los valores promedio de PI de los flujos, o que pueden considerarse

estadísticamente indistinguibles a pesar de las diferencias, una serie de pruebas t-Student t de dos colas se aplicó a diferentes combinaciones de PI promedio de los flujos bajo análisis. Entre los flujos adyacentes, sólo los resultados entre el flujo 1 y el flujo 2 y entre flujo 8 y el flujo 11 son significativos en el límite confiable del 95%, lo que confirma que hay diferencias significativas entre las medias de estos flujos. Lo mismo se puede concluir entre los flujos no adyacentes 3 y 6 así como con el flujo 6 y el flujo 11.

5.3.2 Método de Múltiples Especímenes

El análisis de los datos obtenidos a partir de los experimentos de Múltiples Especímenes se llevó a cabo en el software MSP-Tool (Monster *et al.*, 2015) escrito en *Visual Basic for Applications* (VBA), en el que además de evaluarse las paleointensidades adquiridas usando el protocolo estándar de este método (DB) (Dekkers y Böhnelt, 2006), se obtienen las proporciones generadas por Corrección de Fracción (FC) y por Corrección por Estado de Dominio (DSC) propuestos por Fabian y Leonhardt (2010).

Tabla 7.
Valores de PI obtenidos para el método de Múltiples Especímenes por el protocolo estándar (DB) y sus respectivas correcciones por fracción (FC) y por estado de dominio (DSC).

FLUJO	DB					FC					DSC				
	PI	Mín	Máx	r^2	χ^2	PI	Mín	Máx	r^2	χ^2	PI	Mín	Máx	r^2	χ^2
1	69.0	64.7	72.5	0.941	0.002	68.1	64.8	70.7	0.970	0.001	61.6	59.1	63.3	0.981	0.001
2	54.7	51.3	56.8	0.972	0.002	52.4	49.0	61.4	0.923	0.014	44.8	42.0	50.1	0.890	0.043
3	59.8	57.2	61.6	0.958	0.005	61.7	58.9	62.0	0.961	0.002	56.4	54.4	58.3	0.971	0.002
4	61.8	59.1	63.4	0.975	0.000	57.9	54.0	60.8	0.939	0.006	52.2	49.1	53.6	0.977	0.003
6	26.3	24.1	30.3	0.980	0.008	30.4	26.8	32.4	0.986	0.007	24.6	21.5	27.0	0.963	0.022
8	55.9	53.6	58.9	0.971	0.001	55.7	53.9	58.4	0.981	0.002	54.1	52.2	57.0	0.976	0.002
11	43.0	41.5	45.5	0.992	0.000	42.1	39.0	46.0	0.945	0.011	40.8	39.0	43.3	0.978	0.002

Los valores de paleointensidad (PI) son presentados con su rango de valores máximo (Máx) y mínimo (Mín), así como con su coeficiente de determinación r^2 y la desviación media cuadrática entre la razón DB, FC o DSC medida y el valor de la regresión lineal para ese valor del campo de laboratorio (χ^2).

Los resultados de PI por el método de Múltiples Especímenes se sintetizan en la Tabla 7, junto con sus parámetros de calidad asociados, en la Figura 5.9 se presenta, a manera de ejemplo, las gráficas obtenidas en el flujo 1 para el protocolo estándar, FC y DSC. Para realizar los cálculos en el software VBA se eligió 10° como valor aceptable de la desviación angular (AAD) y $\alpha = 0.5$, mientras que las verificaciones de sobreimpresión (Δ_{dec} y Δ_{inc}), el error de alteración progresivo ϵ_{alt} , y la intersección con el eje fueron considerados como criterios de confianza.

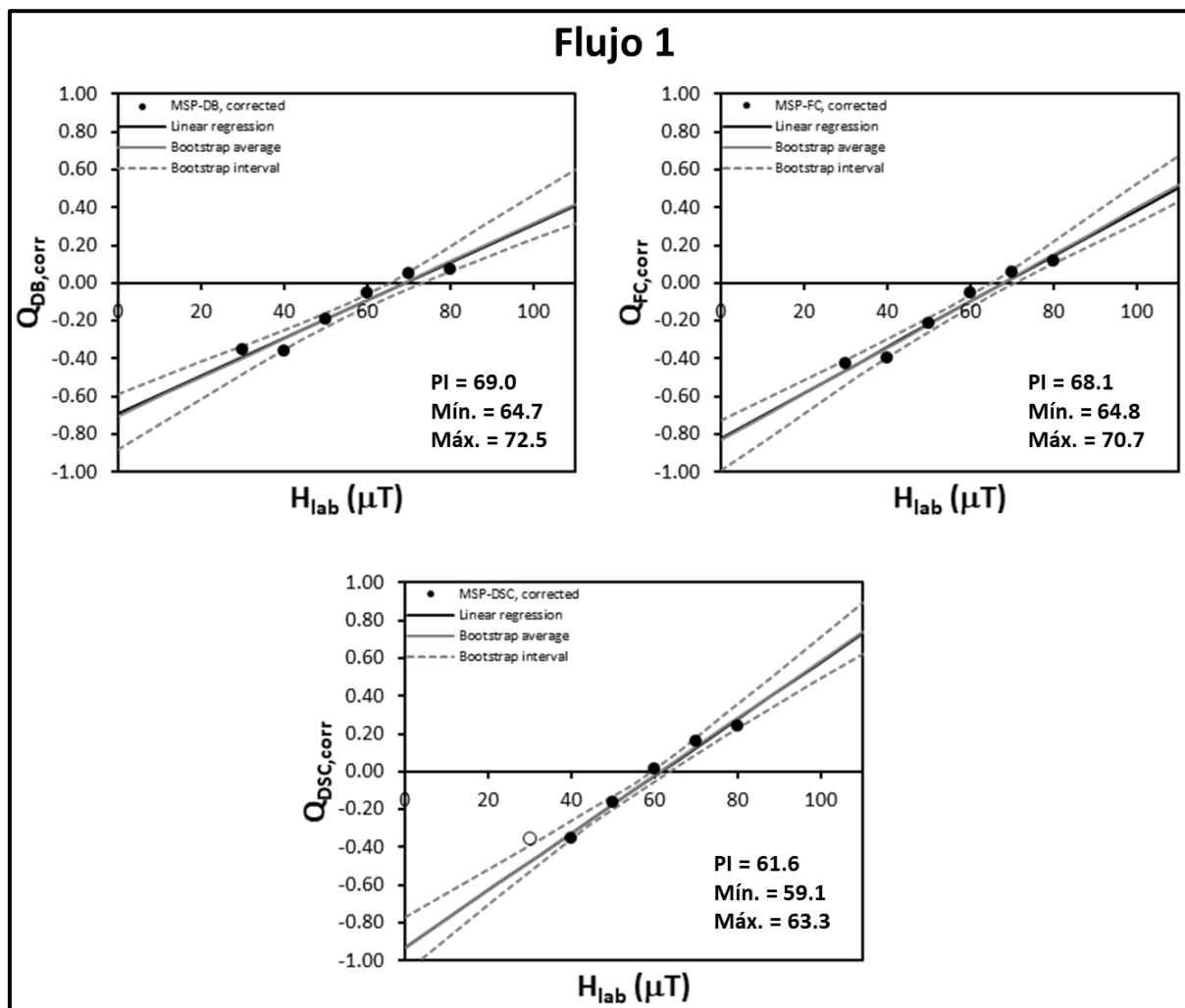


Figura 5. 9 Gráficas obtenidas con la aplicación VBA MSP-tool. Las gráficas corresponden a los datos del flujo 1: en la parte superior izquierda se presentan los resultados del protocolo estándar (DB), a la derecha la gráfica con corrección por fracción (FC) y en la parte inferior la gráfica con corrección por estado de dominio (DSC).

De la misma manera que ocurrió con el método de Thellier – Coe, los resultados obtenidos por el método de múltiples especímenes presentan ciertas diferencias. Los valores de PI para los flujos tempranos (flujos 1 a 4) son de 61.6 μT , 44.8 μT , 56.4 μT y 52.2 μT y las de los flujos tardíos (flujo 6, 8 y 11) son de 24.6 μT y 54.1 μT 40.8 μT respectivamente.

Los resultados por corrección de estado de dominio (DSC) son de manera sistemática menores que los valores obtenidos por fracción corregida (FC) y por el método original (DB) en diferente proporción. Siendo los resultados obtenidos para el flujo 1 los que presentan la mayor diferencia intra-método, mientras que los de los flujos 8 y 11 son los que tienen la menor diferencia.

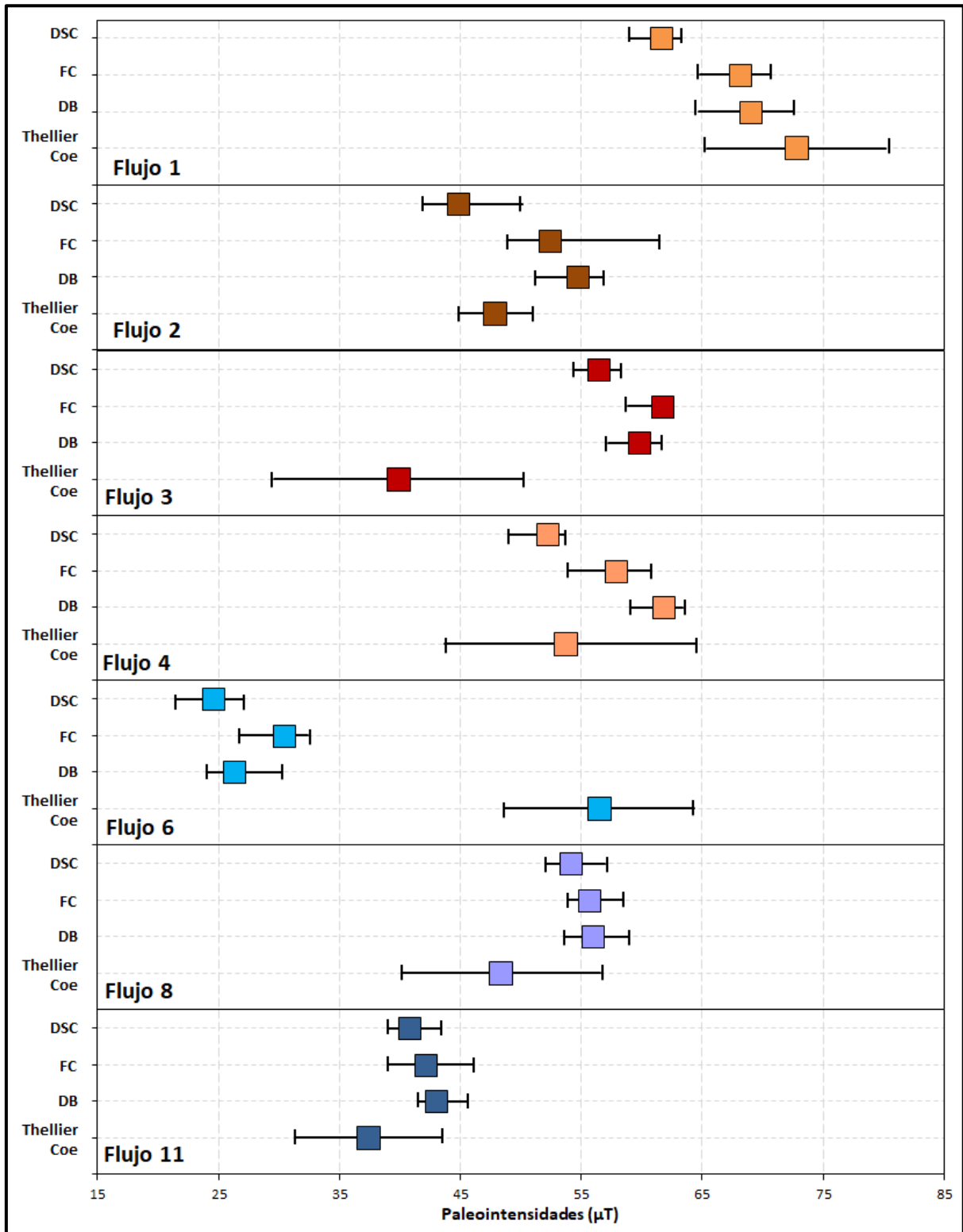


Figura 5. 10 Comparación de los cuatro valores de PI obtenidos por los métodos de Thellier - Coe y Múltiples especímenes en cada uno de los flujos del volcán el Metate.

De las diferencias observadas entre las distintas metodologías, vale la pena destacar los contrastes entre el posiblemente sobrestimado valor de PI (causado por la contribución de remanencia MD) obtenido por el método de Thellier-Coe en los especímenes del flujo 1 y el correspondiente resultado de PI derivado de la DSC en el método de Múltiples Especímenes, así como los resultados de PI encontrados para el flujo 11, que son casi idénticos para estas mismas metodologías. Con la finalidad de hacer más sencilla la comparación de los distintos valores de intensidad obtenidos mediante los dos métodos empleados con las correcciones que estos implican, se realizan gráficas de bigotes para los 4 datos de PI obtenido en cada uno de los flujos estudiados (Figura 5.10).

5.3 Datación paleomagnética

La obtención de la edad más probable de enfriamiento para los flujos de lava analizados (datación paleomagnética) se llevó a cabo empleando funciones de densidad de probabilidad (FDP) mediante el uso de la herramienta de Matlab *archaeo_dating* desarrollada por Pavón-Carrasco *et al.* (2011) y dentro de la cual se encuentra el modelo global SHA.DIF.14k de Pavón-Carrasco *et al.* (2014) (el modelo fue calculado para la posición geográfica del sitio) (Figura 5.11). Este es el modelo de variación secular de más reciente desarrollo y utiliza como fuente de información todos los datos paleomagnéticos disponibles para sus correspondientes intervalos de tiempo. Su funcionamiento se basa en la aplicación de métodos de modelado clásico, tales como el análisis de esféricos armónicos en el espacio y los B-splines cúbicos penalizados en el tiempo. En la parte inferior de la Figura 5.11, se presentan a manera de ejemplo las gráficas obtenidas de la datación del flujo 1 con el uso de la herramienta *archaeo_dating*, dicha datación se obtuvo al emplear únicamente datos direccionales.

Como es sabido, son más los factores que afectan la recuperación de la información de intensidad del campo geomagnético antiguo que los que pueden afectar la dirección. El muestreo paleomagnético de bloques *in situ* es, por sí sólo, una buena premisa para obtener direcciones confiables, además de la fácil eliminación de magnetizaciones secundarias, si es que se encuentran presentes. Por otra parte, debido a la dispersión inter-flujo de los valores de PI y a los valores de PI desiguales obtenidos por ambos métodos (Thellier-Coe y Múltiples Especímenes), se decidió utilizar únicamente los datos direccionales para la datación paleomagnética de los diferentes flujos y descartar el uso de datos de intensidad excepto para el flujo 11 donde tienen buena correspondencia los datos multimétodo. Se pretenden retomar posteriormente los datos de paleointensidad para realizar un trabajo donde se aborden cuestiones metodológicas. En consecuencia, se utilizaron datos direccionales medios individuales de cada flujo como entradas del software *archaeo_dating*. Las fechas más probables asociadas de cada uno de los flujos se enumeran en la Tabla 8. Para facilitar la interpretación, se resalta la edad mínima y máxima de los intervalos. Los resultados se pueden resumir de la siguiente manera:

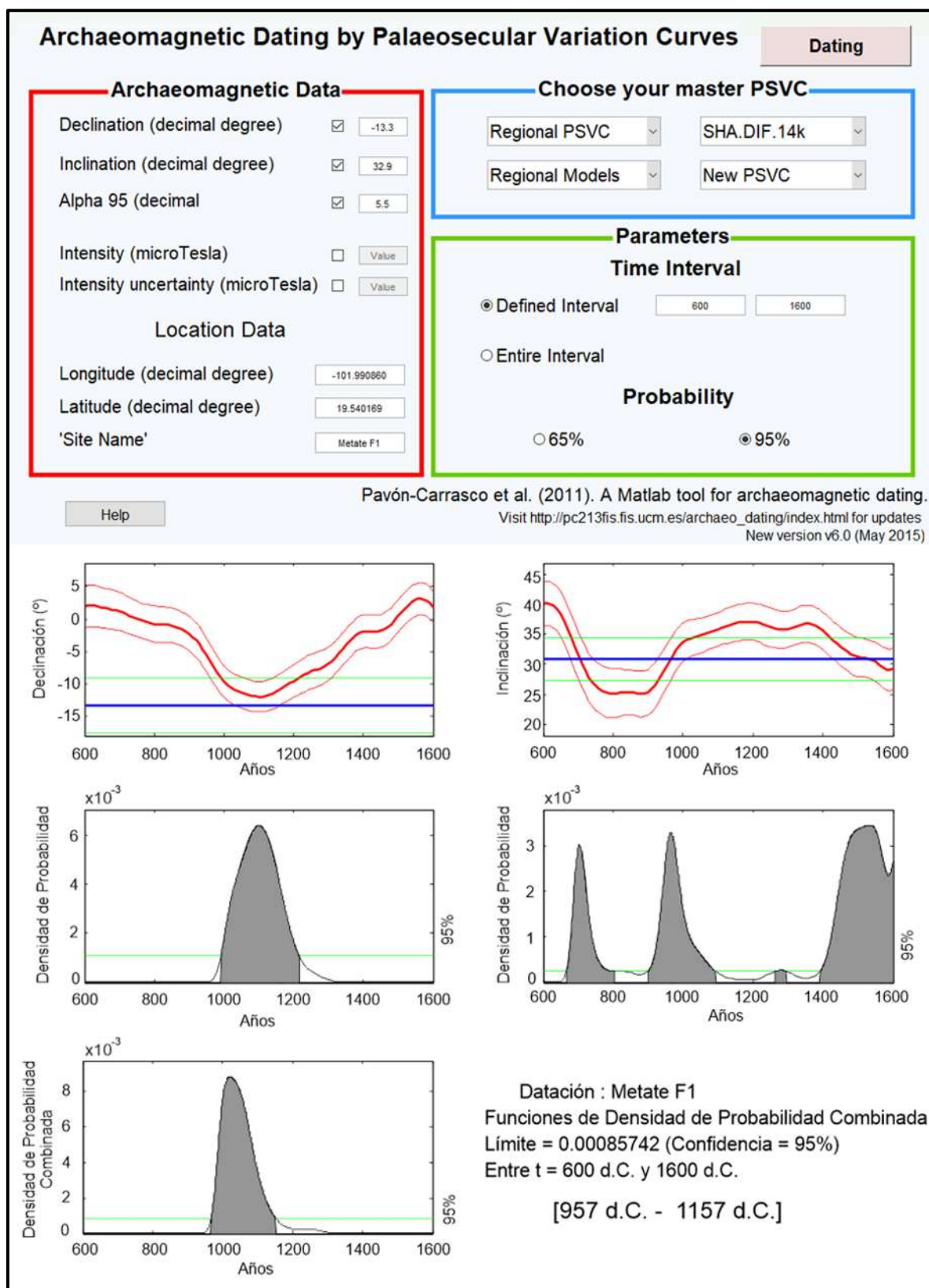


Figura 5. 11 En la parte superior se muestra el ambiente de trabajo de la herramienta de Matlab *archaeo_dating*. En la parte inferior de la figura se presenta como ejemplo la Datación obtenida del flujo 1 con la aplicación de esta herramienta.

Tabla 8.

Rango de edades calculadas para cinco de los siete flujos de lava analizados del volcán el Metate.

FLUJO	EIDADES d.C.	
	Mín	Máx
1	957	1157
2	984	1165
3	990	1214
6	1434	1558
11	1498	1625

Para los flujos 1, 2, 3 y 6, las edades presentadas fueron obtenidas mediante los datos direccionales del vector del campo magnético antiguo registrado en los especímenes analizados, mientras que la edad del flujo 11 se obtuvo con la componente de intensidad (Ver explicación en el texto).

La erupción del flujo 1 podría haber iniciado aproximadamente en el año 957 d.C. y terminado en 1157 d.C. Esta edad máxima del intervalo de edades tiene buena correspondencia con la datación de ^{14}C (840 ± 30 años AP) de una de las muestras de paleosuelo (muestra 14285) recogida directamente por debajo de la lava más antigua (flujo 1) registrada en el trabajo de Chevrel *et al.* (2016a) (Ver el trabajo anteriormente mencionado para más detalles). Alrededor de 30 años después del inicio de la erupción del flujo 1, inicia la erupción del flujo 2 (984 d.C.), extendiéndose hasta aproximadamente el año 1165 d.C. Casi de manera simultánea al inicio de la erupción del flujo 2, ~6 años después, debió iniciar la erupción del flujo 3 hasta aproximadamente el año 1214 d.C. Este escenario representa un período de ~57 años para el emplazamiento de los tres primeros flujos. Como se mencionó anteriormente, debido a la incertidumbre que se tiene con respecto a los datos direccionales del flujo 4, se optó por omitir dicha información para las interpretaciones posteriores. Por lo tanto, debido a la inclinación anómala del flujo 4 y la incapacidad para muestrear el flujo 5, se sugiere una diferencia temporal de ~220 años entre la erupción final del flujo 3 y el inicio de la erupción del flujo 6 (1434 d.C.). Aunque la datación paleomagnética del Flujo 6 se extiende hasta el año 1558, en ausencia de crónicas coloniales, el año 1521 d.C. podría tomarse, preliminarmente, como una edad máxima para el emplazamiento de este flujo. Los flujos subsecuentes (flujo 7 - flujo 13) deben haber tenido un emplazamiento más rápido con respecto a los flujos de la fase temprana. Esta última suposición se basa en los resultados de dos métodos independientes, que requieren del conocimiento de la longitud, anchura y grosor promedio de los flujos de lava completamente expuestos (Chevrel *et al.*, 2016a), lo que sugiere que los flujos de lava de El Metate F6, F7, F8 y F11 se emplazaron durante el curso de 1.6, 1.3, 2.0 y 6.7 años respectivamente. Este período de emplazamiento de 12 años para los flujos tardíos restringiría el emplazamiento de los 13 flujos de lava al año 1446 y, en particular, del flujo 6. Cabe resaltar que la diferencia temporal eruptiva propuesta entre los flujos tempranos y tardíos podría (y debe) acortarse conforme se obtengan datos de los flujos intermedios (flujo 4 y 5) de los cuales aún no hay información disponible.

Las diferencias de medias intra-flujo basadas en estadística descartan la posibilidad de un valor medio general de PI. Por tanto, se usaron los valores de arqueointensidad media de los flujos individuales para la datación de las distintas unidades lávicas, particularmente de los flujos tardíos de los cuales no se pudo estimar dirección alguna. Entre los distintos criterios para las estimaciones fiables de PI, el requerimiento de resultados congruentes obtenidos por diferentes metodologías es, quizás, el más efectivo. En consecuencia, se realizó la datación arqueomagnética del Flujo 11 (es el único flujo que cuenta con estimaciones similares de PI por los dos métodos de PI empleados), indicando un intervalo de edad próximo a la llegada de los españoles (1498 d.C. a 1625 d.C). Además, la datación arqueomagnética con el vector completo (valores direccionales y de intensidad) del flujo 6 produce un intervalo de edad similar (1429 d.C. – 1559 d.C.) a la basada exclusivamente en la dirección media antigua.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 Discusión

Como se mencionó de manera previa, dentro de los primeros trabajos paleomagnéticos realizados en El Metate, sin estar estos completamente enfocados en él, tenemos el de González *et al.*, (1997) y el de Conte – Fosano *et al.*, (2006). En ambos trabajos se muestrea la estructura volcánica de manera muy puntual, considerando al edificio volcánico como una estructura homogénea. Al reubicar los datos de georeferenciación proporcionados en el artículo de Conte – Fosano *et al.*, se pudo notar que el sitio de muestreo se encuentra dentro del Paracho, estructura volcánica ubicada al NW de El Metate, por lo que no se tiene la certeza de que los datos presentados en ese trabajo realmente correspondan al área de estudio en cuestión y se decide omitirlos. Por otra parte, los datos direccionales generados por González *et al.*, fueron obtenidos de muestras extraídas del que en el presente trabajo fue referido como flujo 8; presentan una declinación de 82.0° y una inclinación de 41.5° , comparado con los resultados obtenidos en este trabajo, se tiene una inclinación bastante similar (45.2°), mientras que la declinación difiere considerablemente (14.3°). Estos valores atípicos de declinación fueron justificados por los autores como una anomalía en el comportamiento del campo magnético para la edad asociada al volcán, sin embargo, cabe recordar que en el trabajo de González *et al.*, se utilizó la datación para El Metate obtenida por Hasenaka (4700 A.P.), que como recordaremos, no estaba correctamente asociada. Adicionalmente, trabajos paleomagnéticos realizados en estructuras volcánicas ubicadas dentro de la Faja Volcánica Transmexicana con edades similares a la de El Metate (Pérez – Rodríguez, 2015) no presentan valores anómalos en los registros direccionales, lo que permite resaltar nuevamente, como se planteó en la sección 5.2, la probabilidad de que los sitios del frente de lava muestreados en ambos casos presentan desplazamientos posteriores al enfriamiento.

Basado en los resultados de dos métodos independientes, donde ambos requieren del conocimiento de la longitud promedio, ancho y espesor de los flujos de lava completamente expuestos, Chevrel *et al.*, (2016a) infieren períodos de emplazamiento de entre 1.3 a 6.7 años para los cuatro flujos de lava que se encuentran completamente expuestos (Flujos 6, 7,

8 y 11). Bajo estas consideraciones, ellos estiman que el emplazamiento del edificio completo pudo haber tomado al menos 34 años. Como se mencionó aquí anteriormente, esta estimación asume una actividad continua y secuencial entre el emplazamiento de los distintos flujos de lava, uno después del otro. También se observa sin embargo que “la eficiencia de la lava para retener el calor puede permitir que el flujo siga avanzando durante meses después del cese del derrame en la ventilación (Manley, 1992)”. Tomando en cuenta estos hechos se sugiere que “La duración máxima del emplazamiento del volcán debe haber sido menor que 275 años; tiempo transcurrido entre el inicio de la erupción en 1250 d. C. y la llegada de los españoles a esa región en la década de 1520's”, debido a la ausencia de crónicas coloniales. Sin embargo, el tiempo transcurrido entre la extrusión de cada uno de los flujos de lava de El Metate sigue sin conocerse. Adicionalmente, se propone un origen monogenético para el Metate basado en observaciones de campo.

Para probar el origen monogenético de El Metate, Mahgoub *et al.*, (2017) realizaron un estudio paleomagnético de 5 de sus 13 flujos de lava, obteniendo resultados para cuatro de ellos. Con el objetivo de estimar la independencia direccional entre las direcciones medias de los flujos tempranos (MT1, MT2, MT4) y tardíos (MT6). La prueba de la distribución F (McFadden y Lowes, 1981) fue aplicada a distintas combinaciones posibles de los flujos, siendo todas ellas positivas. Dado que un resultado positivo implica que dos direcciones medias son estadísticamente indistinguibles en un nivel de confianza elegido (en este caso, 95%), concluyeron que “... todos los flujos estudiados registran el mismo campo magnético y por tanto representan el mismo momento en el tiempo”. Sin embargo, ellos asumieron una corta actividad eruptiva *a priori*, como se indica en el texto “... en particular para el caso del corto rango de edad representado por un volcán como El Metate”.

Además, con el fin de determinar si los valores medios de PI de los flujos de lava de El Metate eran similares, Mahgoub *et al.* (2017) realizaron una prueba t de Student de dos muestras suponiendo una varianza igual y utilizando una estimación agrupada de la varianza, concluyendo que no existen diferencias significativas entre los valores medios de PI de los flujos. Curiosamente, el valor medio de PI del flujo MT4 ($43.4 \pm 14.0 \mu\text{T}$) se excluyó de estas pruebas, argumentando una desviación estándar mayor que el valor máximo permitido de $10 \mu\text{T}$.

Asimismo, el cálculo de una media global para los flujos utilizando un número tan desigual de datos tempranos y tardíos parece sesgar el resultado hacia los flujos tempranos, probablemente enmascarando un incipiente registro de la variación secular para los diferentes flujos.

Por otra parte, como en el caso de los resultados consistentes obtenidos por dos (o más) métodos de paleointensidad independientes, determinaciones direccionales congruente (y, por lo tanto, con el intervalo de edad similar) obtenidas de diferentes sitios paleomagnéticos por diferentes grupos de trabajo refuerzan la fiabilidad de los métodos paleomagnéticos y, particularmente de la datación paleomagnética de los flujos de lava. Este es el caso de los flujos tempranos. Para los flujos tardíos, la situación es algo diferente. Los tres sitios

paleomagnéticos del flujo 6 (MT6.1 y MT6.2 de Mahgoub *et al.* (2017a) y Flujo 6 de este estudio) arrojaron direcciones significativamente diferentes. La dirección del flujo 8 determinada en este estudio, y la del flujo 11 (este estudio y MT11 de Mahgoub *et al.* (2017a)) parecen provenir de bloques movidos. Como lo notaron Mahgoub *et al.* (2017a), "... la dirección media del sitio MT11 corresponde a un gran bloque expuesto en la parte superior del frente de flujo, que sospechamos ya durante el trabajo de campo que tuvo algún movimiento después del enfriamiento". Los datos obtenidos en este trabajo, sin embargo, provienen directamente de una gran exposición del flujo frontal. Aunque su valor de declinación parece haber experimentado una rotación horaria, su valor de inclinación correspondiente es congruente con el intervalo "esperado". Esta rotación en sentido horario podría explicarse por el momento angular generado por quebramientos en la pendiente y / o confinamientos laterales que dan como resultado alguna forma de circulación, remolino o formación de vórtice dentro del flujo o en sus márgenes (Glaze *et al.*, 2014).

Conforme a las diferencias geoquímicas presentados por Chevrel *et al.*, (2016b), las cuales permite distinguir dos grandes grupos de magmas y asociar cada uno de estos con las dos principales fases eruptivas que constituyen a El Metate, las curvas termomagnéticas realizadas de los flujos muestreados en este trabajo permiten observar algo similar: los comportamientos de las muestras obtenidas de los flujos tardíos son claramente distintas de los presentados por los flujos tempranos, además de que dentro de los flujos tempranos se puede observar diferencia entre el comportamiento del flujo 1 y 4 con respecto a los de los flujos 2 y 3, al igual que lo reportan Chevrel *et al.*, (2016b) en la descripción mineralógica de sus muestras.

Como se mencionó anteriormente, la diferencia de ~220 años sugerido entre la erupción del flujos 3 y y el flujo 6 extiende la actividad eruptiva de El Metate hasta antes de la llegada de los españoles en el año 1521 d. C. (Warren, 1977). Aunque no existe una crónica colonial que sea testigo de la prolongada actividad efusiva de El Metate, se tiene bien documentada una clara alteración de la dinámica social entre el 900 y 1250 d.C. para el área de Zacapu (~ 36 km al NE de El Metate), localizado en el límite occidental de la cuenca lacustre de Zacapu dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF), al centro-occidente de México, con una ocupación humana conocida que se remonta al año 550 d. C. y hasta el 1450 d.C. Como mencionan Michelet *et al.* (2005), "La construcción de miles de edificios en el Malpaís de Zacapu, poco después de 1250 d.C., constituye un proceso tanto repentino como innovador en varios aspectos", a los que agrega Faugère (2009) "La distribución de los sitios, así como la aparición de asentamientos realmente fortificados, confirman la impresión de tensión interna y de crisis marcada". Este proceso normalmente se explica (según los datos proporcionados por la Relación de Michoacán) por la llegada de un grupo chichimeca (*Uacúsecha*, palabra purépecha que significa Águila) a la región de Zacapu durante el siglo XIII, que marca el inicio de un proceso sociopolítico que culminó, dos siglos después, con la consolidación del imperio Tarasco (Michelet *et al.*, 2005).

Además del crecimiento poblacional en la región de Zacapu, Helen Pollard (1996) registra un aumento en la población del sitio de Urichu (~ 28 km al E de El Metate), ubicado en la

porción SW de la cuenca de Pátzcuaro. Este incremento fue contemporáneo al de Zacapu en donde Pollard apunta que “La ausencia de autoridad regional al tiempo en que parece haber aumentado la población, condujo a la formación de asentamientos muy grandes en algunas áreas; en Urichu la zona de ocupación en esta época duplica el tamaño de la comunidad”.

Una explicación alternativa para estos procesos tan repentinos y los desplazamientos poblacionales correspondientes dentro del área de la cuenca de Zacapu y el sitio de Urichu podrían darse en términos del impacto volcánico causado por la actividad efusiva de El Metate. Cabe recordar que el volcán cubrió un área aproximada de 103 km² (únicamente para realizar una comparativa en cuestión de dimensiones, en 2005 INEGI delimito el área urbana de Morelia en 78 km²) y que de acuerdo a la distribución de los asentamientos prehispánicos ubicados alrededor del volcán (Figura 3.10) se puede inferir que el volcán cubrió más de una población de la que seguramente y por las características de la actividad eruptiva los pobladores tuvieron la necesidad y el tiempo de migrar. Como un probable ejemplo a esta dinámica, se propone la evidencia registrada en el sitio arqueológico de Tingambato donde el lugar fue abandonado de manera súbita, aunque no se sabe con certeza que fue lo que llevó a los pobladores del lugar a dejarlo. En la última fase de ocupación reconocida para Tingambato (900 d.C.) se encontraron evidencias de un gran incendio (Piña-Chan y Oi., 1982) el cual pudo ser accidental, provocando el abandono del sitio o bien pudo ser un incendio causado a manera de ritual.

Parece importante destacar que las dos poblaciones que registraron estos incrementos poblacionales crecieron sobre zonas de mal país. Espejel (2009) señala en su análisis de la religión Tarasca a través de la Relación de Michoacán lo siguiente: “Los dioses del cielo eran padres de Curicaueri (Dios del Fuego) quienes en apariencia lo habían enviado a la Tierra para que la conquistara”, en este mismo trabajo se hace referencia a un pasaje de la Relación de Michoacán en el que se señala la gran importancia que tenía la obsidiana (que finalmente es un material de origen volcánico), en la cosmovisión de esta cultura: “Estas flechas son dioses –dice Tariácuri en una ocasión – con cada una de éstas mata nuestro dios Curicaueri y no suelta dos flechas en vano”. Sin dejar de lado que toda la información reportada en la Relación de Michoacán es una interpretación que su autor realizó de los relatos que los indígenas le proporcionaban sobre su pasado y, que además esta se encuentra llena de misticismo, se podría sugerir el hecho de que la ubicación de estos asentamientos se da a manera de culto a Curicaueri, como una respuesta por la constante actividad volcánica registrada en la zona, que además de El Metate incluye otros aparatos volcánicos cercanos al área de Zacapu (Mahgoub *et al.*, 2017b).

Grattan *et al.* (2007) hace mención de la buena oportunidad que representan los fenómenos volcánicos para la investigación de desastres naturales, ya que “las experiencias de los antepasados pueden ayudar a las personas a evitar los peligros y pueden también brindar orientación sobre maneras exitosas de encontrar refugio durante un evento volcánico”. Sin embargo, estos exhiben varias dificultades, entre las que destacan la falta de dataciones precisas y la complejidad para vincular un evento volcánico de corta duración con una respuesta cultural. Adicionalmente, se debe de tomar en cuenta que realizar correlaciones

entre un evento volcánico y una respuesta cultural o biológica es generalmente más sencillo cuando hay una secuencia estratigráfica bien fechada y cuando los restos arqueológicos están enterrados por debajo o entre los materiales volcánicos de diagnóstico, pero este trabajo se vuelve complicado cuando el sitio de interés se encuentra fuera del área de impacto directo. Con trabajos como el aquí desarrollado se pretende eliminar, o cuando menos reducir el obstáculo que implica la cuestión de las dataciones, al menos para materiales volcánicos y cerámicos de edades relativamente recientes, esto sin dejar de lado que cualquier investigación se ve ampliamente beneficiada cuando se realiza desde un enfoque interdisciplinario.

6.2 Conclusiones

Siete de los trece flujos de lava del volcán El Metate, ubicado al oeste de México, se estudiaron en detalle utilizando métodos convencionales de magnetismo de rocas, paleomagnetismo y paleointensidad. Los resultados de magnetismo de rocas, tanto de las curvas de adquisición de IRM como las gráficas de histéresis, indican una mineralogía magnética distinta entre los flujos de lava de la etapa eruptiva temprana y tardía, pero similar entre los flujos de lava provenientes de la misma etapa, lo cual es coherente con diferencias petrográficas reportadas para estos dos tipos de flujos.

Las direcciones paleomagnéticas medias obtenidas de tres de los cuatro flujos de lava tempranos (flujo 1- flujo 3) son estadísticamente indistinguibles en un nivel de confianza del 95%. No se pudieron obtener direcciones paleomagnéticas medias consistentes para los flujos tardíos debido al movimiento producido por el enfriamiento posterior de los bloques muestreados. El flujo 6, sin embargo, arrojó una dirección paleomagnética media ligeramente diferente (estadísticamente distinguible) de la dirección promedio global obtenida para los flujos tempranos.

Las diferencias interflujo de los valores de PI obtenidas por el método de Thellier – Coe, y en algunos casos respaldadas por el método de PI alternativo de múltiples especímenes, alcanzan a cubrir un corto período de emplazamiento de entre 50 y 100 años, como se sugirió anteriormente. Por otra parte, la datación paleodireccional individual de los flujos estudiados permite proponer una cronología eruptiva razonable para el emplazamiento de los flujos tempranos, la cual no puede ser obtenida mediante las consideraciones requeridas para el método de la reología de las lavas, así como el posible intervalo propuesto de ~200 años entre el emplazamiento de los flujos tempranos y tardíos, que extiende la actividad eruptiva de El Metate hasta justo antes de la llegada de los españoles a la región.

Con las edades obtenidas para el emplazamiento de los flujos de lava del volcán el Metate y con la diferencia temporal propuesta entre los flujos tempranos y tardíos, se puede cuestionar la anterior propuesta de una naturaleza monogenética para este volcán y se sugiere, por tanto, un probable origen poligenético para este volcán.

Al existir un lapso de tiempo tan cercano entre los últimos registros de actividad humana encontrados dentro del sitio arqueológico de Tingambato (~900 d. C.) y el inicio de la actividad eruptiva de El Metate (~957 d.C.) se sugiere a esta última como probable causa para el repentino abandono del sitio arqueológico.

Se infiere que la prolongada actividad efusiva de El Metate podría ser la probable causa de la repoblación ya sea bien del área de Zacapu, Erongarícuaro o ambas alrededor del año 1250, lo que pudo haber forzado los desplazamientos poblacionales masivos a esta región como resultado de la actividad inusual de El Metate.

6.3 Comentarios finales

El trabajo aquí presentado fue desarrollado tratando de satisfacer los objetivos expuestos en el primer capítulo, aunque se considera que todos estos fueron alcanzados, durante el desarrollo del proyecto surgieron algunas nuevas inquietudes que por cuestiones de tiempo no pudieron satisfacerse. Se propone, para trabajos futuros desarrollados en El Metate, realizar un reconocimiento de los sitios arqueológicos que se encuentran en los alrededores del volcán, lo cual permitiría tener un mejor entendimiento de la dinámica poblacional en esta área; esto además ofrecería la posibilidad de restringir el período de actividad volcánica de este aparato, particularmente para la fase tardía al estudiar los sitios que fueron reportados sobre el flujo 11. En este sentido, el obtener un muestreo de los flujos a los cuales no se tuvo acceso de igual manera potenciaría mejorar la resolución de los tiempos de emplazamiento del volcán. Finalmente, dada la complejidad de la mineralogía magnética presente en las muestras, se requieren un análisis más profundo de magnetismo de rocas que permita comprender las diferencias encontradas en los resultados de paleointensidad por las distintas metodologías aplicadas.

BIBLIOGRAFÍA

Alcalá J., 2013. *Relación de Michoacán*. Colegio de Michoacán, México, 301 p.

Ban M., Hasenaka T., Delgado – Granados H., Takaoka N., 1992. *K – Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan – Guanajuato volcanic field, Mexico*. Geofísica internacional, vol. 31, núm. 4, 467 – 473.

Beekman C. Weigand P. C., 2000. *La cerámica arqueológica de la tradición Teuchitlán, Jalisco: tipología, análisis petrográfico y cronología*. Secretaría de Cultura del Estado de Jalisco/ El Colegio de Michoacán 284 p.

Butler R. F., 1992, *Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Blackwell Scientific Publications, United Kingdom Mirror Site, 238 p.

Cabrero M. T., 2012. *Presencia de la cerámica pseudo-claísonné en la cultura bolaños, Jalisco y Zacatecas*. Arqueología Iberoamericana, núm. 16, 11 – 24.

Calvo M., Prévot M., Perrin M., Riisager J., 2002. *Investigating the reasons for the failure of paleointensity experiments: a study on historical lava flows from Mt. Etna (Italy)*. Geophys. J. Int., vol. 149, 44 – 63.

Carot P., 2005. *Reacomodos demográficos del Clásico al Postclásico en Michoacán: el retorno de los que se fueron*. En Reacomodos demográficos del Clásico al Posclásico en el centro de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas, 103 – 122.

Chadima H., Hrouda F., 2006. *Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer*. Travaux Géophysiques, XXVII, 20-21.

Chevrel M. O., Siebe C., Guilbaud M. N., Salinas S., 2016a. *The AD 1250 E Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards*. The Holocene, vol. 26, núm 3, 471 – 488.

- Chevrel M. O., Guilbaud M. N., Siebe C., 2016b.** *The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacan, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamis and lava rheology.* Bulletin of Volcanology, 28 p.
- Constable, C. G., Johnson C. L., Lund S. P., 2000.** *Global geomagnetic field models for the past 3000 years: Transient or permanent flux lobes?.* Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. 358, 991 – 1008.
- Conte – Fasano G., Urritia – Fucugauchi J., Goguitchaichvili A., Morales – Contreras J., 2006.** *Low-latitude paleosecular variation and the time-averaged field during the late Pliocene and Quaternary – Paleomagnetic study of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico.* Earth Planets Space, 58, 1359 – 1371.
- Coe, R. S., 1967.** *Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks.* Journal of Geophysical Research, 72, 3247 – 3263.
- Connor C. B., 1987.** *Structure of the Michoacán – Guanajuato Volcanic Field Mexico.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 33, 191 – 200.
- Cruz L. M., Landa O., 2013.** *Tingambato. Un sitio del Occidente de México y una tuba real.* Arqueología Mexicana, vol. 21, núm. 123, 43 – 46.
- Cuevas E., Pickering R. 2005.** *Caracterización de manchas de manganeso en artefactos prehispánicos del Occidente de México.* En: El antiguo occidente de México: nuevas perspectivas sobre el pasado prehispánico. 125 – 144.
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A., 1977.** *Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence.* Physics Earth Planet Interior, vol. 13, 260 – 267.
- Dekkers M. J., Böhnell H. N., 2006.** *Reliable absolute palointensities independent of magnetic domain state.* Earth Planet Sci. Lett., 248, 508 – 517.
- Demant A., 1978.** *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación.* Revista Instituto de Geología Universidad Nacional Autónoma de México, vol. 2, núm. 2, 172 - 187.
- Dobeck M., 2011,** *Volcanes. El poder asombroso de la naturaleza,* Benchmark Education Company, 13-15.
- Donadini F., Korte M., Constable C. G., 2009.** *Geomagnetic field for 0 – 3 ka: 1. New data sets for global modeling.* Geochemistry, Geophysics and Geosystems, vol. 10, núm 6 28 p.

- Dunlop D., 2002.** *Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and test using titanomagnetite data.* J. Geophysics Research, vol. 107, 22 p.
- Dunlop D., 2012.** *Magnetic recording in rocks.* Physics today: www.physicstoday.org, 8 p.
- Espejel C., 2009.** *La religión de los Tarascos a través de la Relación de Michoacán.* En: Las sociedades complejas del occidente de México en el mundo mesoamericano. Homenaje al Dr. Phil C. Weigand. Eduardo Williams, Lorena López Mestas y Rodrigo Esparza editores. Zamora, Mich., El Colegio de Michoacán, 255 – 270.
- Fabian K., 2003.** *Some additional parameters to estimate domain state from isothermal magnetization measurements.* Earth and Planetary Science Letters, vol. 213, 337 – 345.
- 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, 297, 84 – 94.
- Faugère-Kalfon B., 1991.** *San Antonio Carupo (centro-norte de Michoacán, México): nuevas evidencias de ciertas transformaciones en el inicio del Postclásico.* Journal de la Société de Américanistes, núm. 77, 45 – 61.
- Faugère B., 2009.** *Sociedad y poder en el centro-norte de Mesoamérica (700 – 1200 d.C.). El caso del Norte de Michoacán.* En: Las sociedades complejas del occidente de México en el mundo mesoamericano. Homenaje al Dr. Phil C. Weigand. Eduardo Williams, Lorena López Mestas y Rodrigo Esparza editores. Zamora, Mich., El Colegio de Michoacán, 181 – 224.
- Ferrari L., 2000.** *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. LIII, 84 – 92.
- Filini A., 2014.** *De barro y fuego. Las tradiciones cerámicas de Michoacán.* En: La investigación arqueológica en Michoacán. Avances, problemas y perspectiva. El colegio de Michoacán, 215 – 234.
- García-García G., 2017.** *El estudio cerámico de Tingambato, Michoacán, como indicador de un desarrollo local.* Tesis de Licenciatura, Universidad Veracruzana, Facultad de Antropología, 203 p.
- Glaze L. S., Baloga S. M., Fagents S. A., Wright R., 2014.** *The influence of slope breaks on lava flow surface disruption.* Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119, 1837 – 1850.

- Glazmaier G. A., Roberts P. H., 1995.** *A three – dimensional self – consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal.* Nature Publishing Group, vol. 377, 203 – 208.
- Goguitchaichvili A., 1999.** *A simple, alternative presentation of paleomagnetic demagnetization data.* Geofísica Internacional, vol. 38, núm. 4, 285 – 290.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel M. T., Ferrari L., 2005,** *Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana,* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, vol. LVII, núm. 3, 227-233.
- González S., Sherwood G., Böhnel H., Schnepf E., 1997,** *Paleosecular variation in Central Mexico over the last 30 000 years: the record from lavas,* Geophysical Journal International, 130, 201 – 219.
- Grattan J., Torrence R., 2007.** *Beyond Gloom and Doom: The Long-Term Consequences of Volcanic Disasters.* En: Living under the shadow: cultural impacts of volcanic eruptions, One world archaeology, no. 53, 1 – 18.
- Guilbaud M. N., Siebe C., Layer P., Salinas S., 2012.** *Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro Pururuán area (Michoacán – México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions.* Bulletin of Volcanology, 74, 1187 – 1211.
- Hasenaka T., Carmichael I. S.E., 1985.** *The Cinder cones of Michoacán – Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 106 – 124.
- Hasenaka T., Carmichael I. S. E., 1986.** *Metate and other shield volcanoes of the Michoacán – Guanajuato, México.* (Abstract) EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 67, p. 1276.
- Hasenaka T., Carmichael I. S. E., 1987.** *The Cinder Cones of Michoacán – Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry.* Journal of Petrology, vol. 28, núm. 2, 241 – 269.
- Hasenaka T., 1994.** *Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 13 – 31.
- Hasenaka T., Ban M., Delgado – Granados H., 1994.** *Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. Cinder cones.* Geofísica Internacional, vol. 33, núm. 1, 125 – 138.
- Hernández-Díaz V., 2006.** *Los janamús grabados de Tzintzuntzan, Michoacán.* Anales del Instituto de Investigaciones Estéticas, núm. 89, 197 – 212.

- Hosler D., 1988.** *Ancient West Mexican metallurgy. South and Central American origins and West Mexican transformations.* American Antropologist, núm. 90, 832 – 855.
- INEGI, 2005.** Segundo conteo de población y vivienda. <http://www3.inegi.org.mx/rnm/index.php/catalog/140>
- Jackson M., 2007.** *Magnetization, Isothermal Remanent.* En: Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, editada por Gubbins Davis y Emilio Herrero-Bervera, Springer, 589 – 594.
- Kirchhoff, P., 2009.** *Mesoamérica. Sus límites geográficos, composición étnica y caracteres culturales.* [en línea] Xalapa, Ver., Al fin libre ediciones digitales, 12 p. [ref. –17 de mayo de 2017-]. Disponible en Web: <<http://alfinliebre.blogspot.com/>>
- Korte M., Constable C., 2003.** *Continuous global geomagnetic field models for the past 3000 years.* Phys. Earth Planet Inter. 140, 73 – 89.
- Korte M., Constable C., 2005.** *Continuous geomagnetic field models for the past 7 millenia: 2. CALS7k.* Geochemistry, Geophysics and Geosystems, vol. 6, núm. 1, 18 p.
- Korte M., Donadini C. G., 2009.** *Geomagnetic field for 0 – 3 ka: 2. A new series of time – varying global models.* Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. 10, núm. 6, 24 p.
- Korte M., 2011.** *Reconstructing the global geomagnetic field of the Holocene.* Latinmag Letters, vol. 1, Special Issue, CO2, 1 – 6.
- Lanza R., Meloni A., 2006.** *The Earth's Magnetism. An Introduction for geologists.* Springer, primera edición, 278 p.
- Leonhardt R., 2006.** *Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software.* Computers y Geosciences, 32, 9, 1420 – 1431.
- Leonhardt R., Heunemann C., Krása D., 2004.** *Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0.* Geochemistry Geophysics Geosystems, vol. 5, 12, 11 p.
- Losantos E. Cebriá J. M., Morán – Zenteno D. J., Martiny B. M., López – Ruiz J., 2014.** *Condiciones de cristalización y diferenciación de las lavas del volcán El Metate (Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato, México).* Estudios Geológicos – Madrid, vol. 70, núm 2, 19 p.
- Lowrie W., 2007.** *Fundamentals of Geophysics.* Cambridge University, Segunda Edición, 381 p.

- Mahgoub A. N., Böhnelt H., Siebe C., Chevrel M. O., 2017a.** *Paleomagnetic study of El Metate shield volcano (Michoacán, México) confirms its monogenetic nature and young age (~1250 CE).* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10 p.
- Mahgoub A. N., Reyes-Guzmán N., Böhnelt H., Siebe C., Pereira G., Dorison A., 2017b.** *Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (México): Implications for archeology and volcanic hazards.* The Holocene, 17 p.
- Manley C. R., 1992.** *Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 53, 27 – 46.
- McElhinny M. W., McFadden P. L., 2000.** *Paleomagnetism. Continents and Oceans,* International Geophysics Series, Academic Press, vol. 73, 394 p.
- McFadden P. L., Lowes F. J., 1981.** *The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions.* Geophysical Journal International, vol. 67, no. 1, 19 – 33.
- Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden., 1998.** *The Magnetic Field of the Earth,* International Geophysics Series, Academic Press, vol. 63, 539 p.
- Michelet D., 1996.** *El origen del reino tarasco protohistórico.* Arqueología Mexicana, núm. 19, 24 – 27.
- Michelet D., 2013.** *“Cerámicas del Centro – Norte de Michoacán entre el Clásico y el Posclásico”.* En: Tradiciones cerámicas del Epiclásico en el Bajío y regiones aledañas: cronología e interacción, British Archaeological Report International Series, Archaeopress, Oxford, 93 – 103.
- Michelet D., Pereira G., Megeon G., 2005.** *La llegada de los Uacúsechas a la región de Zacapu, Michoacán: Datos arqueológicos y discusión.* En Reacomodos demográficos del Clásico al Posclásico en el centro de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Investigaciones Antropológicas, 137 – 154.
- Michelet, D., Pereira G., 2009.** *Teotihuacán y el Occidente de México.* En: Teotihuacán, ciudad de los dioses, INAH, Mexico, 79 – 83.
- Monster M. W., De Groot L. V., Dekkers M. J., 2015.** *MSP-Tool: a VBA-based software tool for the analysis of multispecimen paleointensity data.* Frontiers in Earth Science, vol. 3, 86, 17 p.

- Morales J. J., 2003,** *Determinación de las paleointensidades absolutas sobre las rocas mexicanas y sudamericanas: aspectos metodológicos e implicaciones geomagnéticas*, Tesis de Doctorado, UNAM.
- Morales J. J., Goguitchaichvili A., Aguilar-Reyes B., Pineda-Duran M., Camps P., Carvallo C., Calvo-Rather M., 2011,** *Are ceramics and bricks reliable absolute geomagnetic intensity carriers?*, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, núm. 187, 310 – 321.
- Nagata T., Fisher R. M., Momose K., 1963,** *Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years*. *Journal of Geophysics Research*, v. 68, 5277 – 5281.
- Mountjoy J. B., 1994.** *Capacha: Una cultura enigmática del Occidente de México*. *Arqueología Mexicana*, vol. 2, núm. 9, 39 – 42.
- Néel L., 1955.** *SOME theoretical aspects of rock-magnetism*, *Adv. Phys.*, 4, 191 – 243.
- Ohi K., 2005.** *Tinganio. Memoria de un sitio arqueológico de la Sierra Purepecha*. Universidad de Estudios Extranjeros de Kyoto, Japón, 103 p.
- Olay M. A., 2015.** *El Occidente Mesoamericano, una lectura sobre su pasado*. *Revista Occidente*, 1 – 20.
- Oliveros A., 2011.** *Tzintzuntzan. Capital del reino purépecha*. Fondo de Cultura Económica 118 p.
- Parra A., Salazar A., Doménech T., Vergara L., 2007.** *Clasificación cronológica de cerámicas arqueológicas aplicando análisis ultrasónico*. *Arché*. Publicación del Instituto Universitario de Restauración del patrimonio de la UPV, núm. 2, 53 – 62.
- Pasqueré G., Garduño V. H., Tibaldi A., Ferrari M., 1988.** *Stress pattern evolution in central sector of the Mexican Volcanic Belt*. *Tectonophysics*, vol. 146, 353 - 364.
- Pavón-Carrasco F. J., Rodríguez-González J., Osete M. L., Torta J. M., 2011.** *A Matlab tool for archaeomagnetic dating*, *Journal of Archaeological Science*, 38, 408 – 419.
- Pavón-Carrasco F. J., Osete M. L., Torta J. M., De Santis A., 2014.** *A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data*. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98 – 109.
- Pereira G., Michelet D., Migeon G., 2013.** *La migración de los purépechas hacia el norte y su regreso a los lagos*. *Arqueología Mexicana*, núm. 123, 55 – 60.

- Pérez-Rodríguez N., 2015.** *Fecha arqueomagnética de los últimos eventos eruptivos de gran intensidad del volcán Popocatepetl: repercusión en el desarrollo de la sociedad prehispánica del valle de Puebla, México.* Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional. 156 p.
- Petrovsky E., 2007.** *Susceptibility.* En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, editada por Gubbins Davis y Emilio Herrero-Bervera, Springer, 931 – 932.
- Piña-Chan R., Ohi K., 1982.** *Exploraciones Arqueológicas en Tingambato, Michoacán.* Instituto Nacional de Antropología e Historia de México, México, 106 p.
- Pohl's J. 2005.** *Mesoamerica.* [en línea] Foundation for the Advancement of Mesoamerican Studies, Inc., [ref. 12 de mayo de 2017]. <http://www.famsi.org/research/pohl/index>
- Pollard H., 1996.** *La transformación de las élites regionales en Michoacán central.* En: *Las Cuencas del Occidente de México: época prehispánica*, Eduardo Williams y Phil Weigand editores, México, El Colegio de Michoacán, CEMCA, 131 – 156.
- Pollard H. P., 1997.** *Recent Research in West Mexican Archaeology.* *Journal of Archaeological Research*, vol. 5, núm. 4, 345 – 384.
- Pollard H. P., 2005.** *Michoacán en el mundo Mesoamericano prehispánico. Erongarícuaro y los estados Teotihuacano y Tarasco.* En: *El antiguo occidente de México. Nuevas perspectivas sobre el pasado prehispánico*, 283 – 303.
- Pollard H. P., 2007.** *Manual Visual de la Cerámica Prehispánica. Cuenca de Pátzcuaro, Michoacán.* 55 p.
- Pollard H. P., 2009.** *Un modelo para el surgimiento del estado Tarasco.* En: *Las sociedades complejas del occidente de México en el mundo mesoamericano. Homenaje al Dr. Phil C. Weigand.* Eduardo Williams, Lorena López Mestas y Rodrigo Esparza editores. Zamora, Mich., El Colegio de Michoacán, 225 – 253.
- Pollard H. P., 2016.** *Ruling "Purépecha Chichimeca" in a Tarascan World.* En: *Political Strategies in Pre-Columbian Mesoamerica.* University Press of Colorado, 217 – 240.
- Pulido-Méndez S., Grave-Tirado L. Al., 2002.** *De Pátzcuaro a Uruapan o de cómo nos topamos con los Tarasco.* *Arqueología*, 41 – 52.
- Punzo-Díaz J. L., 2016.** *Nueva evidencia de la ocupación de Tingambato durante el Clásico y el Epiclásico en el occidente de México.* *Arqueología Iberoamericana*, núm. 30, 10 – 15.

- Siebe C., Guilbaud M. N., Salinas S., Kshirsagar P., Chevrel M. O., De la Fuente J. R., Hernández Jiménez A., Godínez L., 2014.** *Monogenetic volcanism of the Michoacán – Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho – Paricutin region)*. Field guide for the 5th International Maar Conference, Querétaro, México, 1 – 40.
- Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H., Stix J., 2000,** *Encyclopedia of Volcanoes*, primera edición, Academic Press, 1417 p.
- Soler-Arechalde A. M., 2006.** *Investigaciones arqueomagnéticas en México. Fundamentos Historia y Futuro*. Monografías del Instituto de Geofísica. No. 10. Universidad Nacional Autónoma de México. 90 p.
- Sternberg R. S., 1990.** *The Geophysical Basis of Archaeomagnetic Dating*. En: *Archaeomagnetic Dating*. Editado por: Jeffry L. Eighmy y Robert S. Sternberg, The University of Arizona Press, 5 – 30.
- Tauxe L., 2003.** *Paleomagnetic Principles and Practice*. Kluwer Academic Publishers, Editorial Advisory Board, vol. 18, 300 p.
- Tauxe L., 2016.** *Essentials of Paleomagnetism (web edition)*. University of California Press: <http://magician.ucsd.edu/Essentials>.
- Teweldemedhin Z. S., Fuller R. L., Greenblatt M., 2007.** *Susceptibility, Measurements of solids*. En: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, editada por Gubbins Davis y Emilio Herrero-Bervera, Springer, 933 – 936.
- Thellier, E., Thellier O., 1959.** *Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique*. Ann Geophys. 15, 285 – 376.
- Valentine G. A., Connor C.B., 2015.** *Basaltic Volcanic Fields*. Encyclopedia of volcanoes, Part III, Chapter 23, 423 – 439.
- Verma, S. P., 2005.** *Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría)*. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., primera edición, 186 p.
- Warren F.B., 1989.** *La conquista de Michoacán, 1521-1530*. Fimax Publicistas, Morelia.
- Williams E. 2003.** *La sal de la tierra: etnoarqueología de la producción salinera en el occidente de México*. El Colegio de Michoacán, 16 p.

- Williams E. 2005.** *El Antiguo Occidente de México: Un Área Cultural Mesoamericana*. [en línea] Foundation for the Advancement of Mesoamerican Studies, Inc., [ref. 12 de mayo de 2017] http://www.famsi.org/spanish/research/williams/wm_geography.html
- Williams H., 1950.** *Volcanoes of the Parícutin Region Mexico*. Geological Survey Bulletin, vol. 965B, 165 – 279.
- Zijdeldverd J. D., 1967.** *Demagnetization of Rocks: analysis of*. En: Methods in paleomagnetism. Elsevier, Amsterdam, 254 – 286.