

Sobre la confiabilidad de algunos registros paleomagnéticos transicionales en la Faja Volcánica Transmexicana

On the reliability of some transitional paleomagnetic records along the Transmexican Volcanic Belt

Miguel Cervantes-Solano^{1,*}, Ulises Díaz-Ortega², Rafael García-Ruiz³, Avto Goguitchaichvili³, Héctor López-Loera⁴, José Rosas-Elguera⁵, Jaime Urrutia-Fucugauchi⁶, Rafael Maciel-Peña⁷, Juan Morales³

¹Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701 Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta C.P. 58190 Morelia, Michoacán, México.

²Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de Posgrado, Ciudad Universitaria C.P. 04510, México.

³Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701 Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta C.P. 58190 Morelia, Michoacán, México.

⁴División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C., Cam. a la Presa de San José 2053, Lomas 4ta Secc, 78216 San Luis Potosí, México.

⁵Centro Universitario de los Valles, Universidad de Guadalajara, Carr. a Guadalajara Supermanzana El Km. 45.5, 46708 Caimanero, Jalisco, México.

⁶Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, C.P. 04150, México.

⁷Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, Av. Tecnológico No. 201, Zona El Gigante, 61650 Tacámbaro, Michoacán, México.

* Autor para correspondencia: (M. Cervantes-Solano) miguel_cervantes@enesmorelia.unam.mx

Cómo citar este artículo:

Cervantes-Solano, M., Díaz-Ortega, U., García-Ruiz, R., Goguitchaichvili, A., López-Loera, H., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Maciel-Peña, J.M., 2024, Sobre la confiabilidad de algunos registros paleomagnéticos transicionales en la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 76 (3), A140224. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2024v76n3a140224>

Manuscrito recibido: 23 de Octubre, 2023

Manuscrito corregido: 5 de Febrero, 2024

Manuscrito aceptado: 13 de Febrero, 2024

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

El campo magnético terrestre experimenta variaciones tanto en su configuración primordialmente dipolar como en su intensidad. Los registros paleomagnéticos han demostrado que estas variaciones pueden ser tan extremas que el campo ha llegado a invertir su polaridad en múltiples ocasiones en el pasado geológico. Del mismo modo se han observado varios casos en donde el campo geomagnético se aleja de su posición dipolar más estable durante períodos relativamente cortos dirigiéndose hacia la dirección opuesta sin llegar a la inversión geomagnética total. En este contexto, estudios paleomagnéticos realizados recientemente en la Faja Volcánica Transmexicana han arrojado nuevas evidencias sobre posibles excursiones geomagnéticas ocurridas durante el último millón de años. Sin embargo, algunos de estos resultados son controvertidos, ya que sitios con aparentemente la misma edad asociada, han arrojado direcciones paleomagnéticas contradictorias. Estas diferencias se han atribuido tanto a la precisión en la determinación de la edad como a aspectos metodológicos durante el muestreo, lo que dificulta su interpretación desde el punto de vista geomagnético. Aquí reportamos, un estudio detallado de magnetismo de roca, aeromagnético y paleomagnético en nueve unidades de enfriamiento independientes pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (Faja Volcánica Transmexicana) donde se han reportado previamente resultados con este tipo de contradicciones.

Palabras clave: paleomagnetismo, excursión geomagnética, campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

ABSTRACT

The Earth's magnetic field experiences variations in both its essentially dipolar configuration and absolute intensity. Paleomagnetic records have shown that these variations can be so extreme that the field has reversed its polarity on multiple occasions in the geological past. Moreover, the geomagnetic field occasionally moves away from its most stable dipole position for relatively short periods, heading in the opposite direction without reaching total geomagnetic reversal. In this context, paleomagnetic studies carried out recently in the Trans Mexican Volcanic Belt have provided some new evidence about several potential geomagnetic excursions that occurred during the last million years. However, some of these results are controversial since sites with the same associated age yielded contradictory paleomagnetic directions. These differences have been attributed both to the precision in age determination and to methodological aspects during sampling, which makes their interpretation difficult from a geomagnetic point of view. Here we report, a detailed rock-magnetic, aeromagnetic and paleomagnetic study on nine independent cooling units belonging to the Michoacan Guanajuato Volcanic Field (Trans-Mexican Volcanic Belt) where these lava units have provided some contradictory results reported in previous studies.

Keywords: paleomagnetism, geomagnetic excursion, Michoacán-Guanajuato volcanic field.

1. Introducción

Los estudios paleomagnéticos permiten conocer con detalle las fluctuaciones del campo magnético terrestre (CMT) desde las variaciones paleoseculares hasta las excursiones e inversiones geomagnéticas. Actualmente los registros de excursiones geomagnéticas son escasos y su estudio sistemático permite comprender el origen, la frecuencia, la amplitud, la duración y el comportamiento de este tipo de eventos fuertemente influenciados por la naturaleza y variaciones del contacto entre el manto interno y el núcleo externo de la Tierra (Glatzmaier y Roberts, 1997). Si bien es cierto que desde hace tiempo se ha documentado la existencia de este tipo de eventos como el trabajo de Brunhes (1906) hasta ahora solo el evento transicional Laschamp ha demostrado su existencia y duración sin lugar a debate. Laj y Channell (2007) y Champion *et al.* (1988) afirman que hay por lo menos ocho eventos de esta naturaleza dentro del Cron geomagnético de Brunhes, con una buena correlación geocronológica que permite distinguirlas con claridad (Spell y McDougall, 1992). Para definir la existencia de excursiones es preciso un control geocronológico estricto y datos paleomagnéticos confiables, lo que permite establecer la naturaleza del evento que se registró.

En este sentido existen estudios paleomagnéticos realizados en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que reportan polaridades geomagnéticas discrepantes para sitios volcánicos con edades isotópicas aparentemente similares o que inclusive fueron realizadas aparentemente en las mismas unidades de enfriamiento. Entre estos estudios se encuentran los de Petronille *et al.* (2005), Ceja *et al.* (2006), Michalk *et al.* (2013) realizados en los campos volcánicos Tequila y Ceboruco de la FVTM. Algunos de estos resultados fueron estudiados nuevamente y fueron interpretados como eventos excursionales o transicionales (Cervantes-Solano *et al.*, 2019).

El presente trabajo se realizó con la finalidad de aportar nuevos datos paleomagnéticos que combinados con información geocronológica absoluta,

permitan establecer con mayor certeza la naturaleza de posibles eventos geomagnéticos con direcciones geomagnéticas ambiguas o contradictorias, registrados en rocas volcánicas del campo volcánico Tacámbaro-Puruarán, localizado en la parte sur de la FVTM (Maciel *et al.*, 2014; García-Ruiz *et al.*, 2021) o aquellos donde la determinación de sus direcciones fue realizada con una cantidad pobre de datos (Böhnel y Rodríguez-Trejo, 2022).

2. Área de estudio y detalles del muestreo

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico continental conformado por más de 8000 cuerpos volcánicos que se extiende a lo largo de 1000 km con un ancho variable de 80 a 230 km (Ferrari, 2000), con una dirección preferencial E-O en su parte central y oriental, y una dirección ONO-ESE en su parte occidental. En la región centro oeste de la FVTM se encuentra el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG), comprende la parte norte del estado de Michoacán y la parte sur del estado de Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994) y abarca un área cercana a los 40000 km². Se trata de un campo principalmente monogenético que se desarrolló durante el último episodio del Plioceno tardío al Holoceno (Ferrari *et al.*, 2012), con más de 1000 conos de escoria, 400 volcanes en escudo pequeño, maars, domos de lava, anillos de toba y flujos de lava (Hasenaka y Carmichael, 1987).

Asumiendo una distribución homogénea en todo el campo volcánico, se estima una densidad promedio de eventos de 2.5 aparatos/100 km² (Hasenaka y Carmichael, 1987), con algunas regiones que llega hasta 16 aparatos/km² en el último millón de años (Guilbaud *et al.*, 2012).

Dentro de esta zona de mayor densidad se encuentran los volcanes más jóvenes, El Jorullo (1759-1774) y el Volcán Parícutín (Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud *et al.*, 2011), que han presentado actividad en tiempos históricos.

El área de estudio (Figura 1) se localiza en el

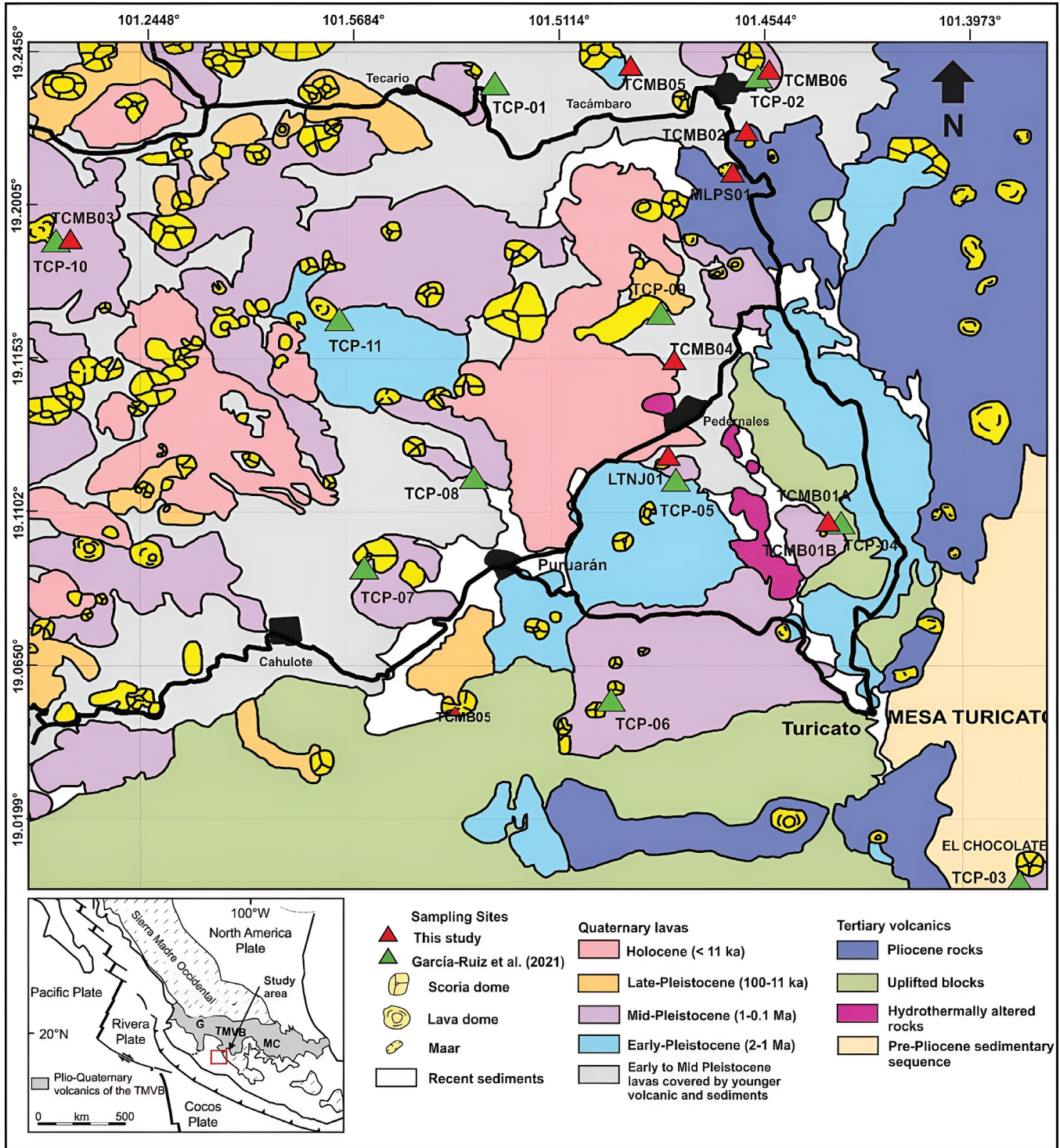


Figura 1 Mapa esquemático simplificado de la Faja Volcánica Transmexicana mostrando la ubicación en el área de Tacámbaro-Puruarán de los flujos de lava analizados en este estudio (triángulos rojos) y los sitios estudiados por García-Ruiz *et al.* (2021) (triángulos verdes). Modificado de Guilbaud *et al.* (2012).

Tabla 1. Ubicación de los sitios muestreados y su edad radiométrica asociada.

No	Sitio	Lat. [°N]	Long. [°O]	Edad* [Ma]
1	TCMB01A	19.1096	101.4298	0.60 ± 0.05
2	TCMB01B	19.1100	101.4321	0.60 ± 0.05
3	TCMB02	19.2160	101.4578	2.68 ± 0.03
4	TCMB03	19.1898	101.6488	0.53 ± 0.01
5	TCMB04	19.1562	101.4753	0.98 ± 0.06
6	TCMC05	19.2480	101.4869	1.51 ± 0.04
7	TCMB06	19.2441	101.4557	0.62 ± 0.03
9	LTNJ01	19.1320	101.4790	5115 ± 145 BP
8	MLPS01	19.2065	101.4770	< 11 Ka

Todas las edades fueron determinadas por Guilbaud *et al.* (2012)

margen sureste del CVMG y 40 km al noreste del histórico volcán Jorullo y se conoce como el campo volcánico Tacámbaro-Puruarán, el cual presenta una intensa actividad volcánica monogenética que se prolonga hasta el Holoceno (Guilbaud *et al.*, 2012). Esta área está limitada al sur con un bloque elevado cubierto por una meseta de lava que consiste principalmente en una secuencia volcánica antigua (Eoceno), más al sur en la base de este mismo bloque, se formó el volcán Jorullo en 1759 (Guilbaud *et al.*, 2011).

Los sitios para el muestreo se seleccionaron siguiendo principalmente dos criterios: i) se recolectaron muestras de sitios con edades radiométricas publicadas por Guilbaud *et al.* (2012) y; ii) se recolectaron muestras de los sitios cuyas direcciones paleomagnéticas previamente publicadas presentaban direcciones contradictorias (Maciel *et al.*, 2014; García-Ruiz *et al.*, 2021), o bien la determinación de sus direcciones se realizó con una cantidad pobre de datos (Böhnel y Rodríguez-Trejo, 2022). El muestreo se realizó en flujos de lava con edades entre 1.51 ± 0.04 Ma y 11 Ka (Figura 1; Tabla 1).

En la medida de lo posible, se localizaron los sitios de los estudios paleomagnéticos previos mediante la identificación de las perforaciones realizadas, sin embargo, al llegar a la localización exacta, se observó que en algunos de los bloques de roca no se podía saber con certeza si estos se encontraban *in situ* debido a derrumbes, deslaves

o por el trazado de caminos rurales, por lo que las muestras se tomaron de unidades adyacentes que tuvieran las mismas características litológicas descritas en los estudios geocronológicos. Se revisó la extensión de los flujos utilizando imágenes de satélite y mapas de elevación digital para comprobar que se tratase de los mismos que se utilizaron para la datación. En total se obtuvieron 96 muestras paleomagnéticas estándar (8 a 10 muestras por sitio) provenientes de nueve flujos de lava. Las muestras se obtuvieron con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, todas fueron orientadas con brújula magnética y con brújula solar siempre que fue posible.

2.1. CONTEXTO MAGNÉTICO

En varias investigaciones de paleomagnetismo y magnetometría realizadas en esta misma región del campo volcánico Michoacán Guanajuato se ha reportado la existencia de anomalías geomagnéticas locales preexistentes y sus efectos en el registro paleomagnético (López-Loera *et al.*, 2021; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2004) así como en el volcán Popocatepetl localizado en la parte central de la FVTM (Pepin *et al.*, 2002). Estos estudios han concluido que los métodos geofísicos como la magnetometría o aeromagnetometría aportan información sobre la estructura interna de los volcanes, los procesos que llevan a su formación y el efecto que tienen sobre el registro paleomagnético.

Urrutia-Fucugauchi *et al.* (2004) reportan direcciones paleomagnéticas obtenidas de flujos de lava del volcán Parícutín emplazadas entre los años 1943 y 1952 que presentan inclinaciones geomagnéticas anormalmente bajas en comparación con los datos del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (el más cercano al sitio de estudio) y las estimaciones basadas en los modelos del Campo Geomagnético Internacional de Referencia. Esto fue atribuido principalmente a la deformación interna del flujo de lava, al movimiento de los bloques y del frente de lava durante el emplazamiento, pero sin llegar a establecerlo con precisión.

En un estudio más reciente, López-Loera *et al.* (2021) incluyeron sondeos magnéticos aéreos, mediciones magnéticas directas y un muestreo paleomagnético realizado sobre lavas del volcán Parícutín. Se reportaron direcciones paleomagnéticas con valores congruentes con los esperados según los registros de los observatorios geomagnéticos y los modelos de referencia, sin embargo en promedio, estas direcciones presentan una dispersión alta ($\alpha_{95} = 10.8^\circ$) por lo que advierten que es necesario investigar más sobre la falta de congruencia en estas determinaciones y su posible vínculo con el contexto vulcanológico ya que condiciona la posibilidad de obtener paleointensidades absolutas confiables.

En este trabajo, con la finalidad de establecer la existencia de anomalías magnéticas y su posible influencia en el registro paleomagnético en los sitios de estudio, se analizaron los datos provenientes de un sondeo aeromagnético realizado en el área de Tacámbaro-Puruarán por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en 1999.

Para este sondeo se utilizó un equipo con las siguientes especificaciones: Un avión Islander BN2-B27, un magnetómetro Scintrex CS-2 de bombeo óptico de vapor de Cesio con una sensibilidad de 0.0001 nT, un sistema de adquisición de datos Picodas P-101, una videocámara JVC TK1080U, un magnetómetro como estación base GSM-19 de GEM System tipo Overhauser con una sensibilidad de 0.01 nT, un altímetro de radar Sperry RT-220, equipos de radiofrecuencias

y un GPS 911R con precisión de 40 metros. Los parámetros de vuelo fueron los siguientes: vuelos de contorno a una altura de 300 m, líneas de vuelo orientadas Norte-Sur, separación entre líneas de vuelo fijada en 1000 m, separación entre líneas de control (Este-Oeste) fijada en 10000 m, navegación electrónica utilizando GPS.

El procesamiento de los datos consistió en: Compilación digital utilizando el software Geosoft, corrección el movimiento del avión (compensación magnética), corrección de variación diaria, corrección de *heading*, y la remoción de los valores esperados según el modelo del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, 1995). La nivelación de datos se realizó mediante líneas de control y micronivelación. Todos estos procesos fueron realizados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM).

A partir de los datos aeromagnéticos del SGM, se generó el campo magnético residual utilizando los valores de Declinación e Inclinación media (Figura 2A) y posteriormente se llevó a cabo el cálculo de la reducción al polo magnético según lo describe Baranov y Naudy (1964; Figura 2B). Se calculó la derivada de primer orden en la dirección vertical (Z) según Henderson y Zietz (1949; Figura 3A) y la condición de continuos ascendentes de acuerdo con Henderson (1970; Figura 3B).

La identificación de posibles fuentes magnéticas asociadas a las cámaras magmáticas se realizó mediante el análisis del mapa aeromagnético de contornos (López-Loera, 2002). Este análisis consiste en reconocer anomalías magnéticas bipolares normales cerca o debajo de estructuras volcánicas. Una vez identificada una anomalía, se aplica el algoritmo de reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964) con el fin de localizar con precisión la anomalía dentro del cuerpo estudiado. Este enfoque metodológico para identificar y relacionar las anomalías aeromagnéticas con las cámaras magmáticas, se basa en la premisa de que el proceso de enfriamiento de los cuerpos volcánicos se inicia en el exterior formándose una corteza alrededor de la cámara magmática que permite su identificación.

Con esta información, se estableció la configu-

ración del Campo Magnético Residual. Los valores medios de los datos aeromagnéticos del 1 de noviembre de 1999 fueron de 41.746 nT para la magnitud, $46^{\circ}28'$ para la inclinación y $7^{\circ}28'$ para la declinación. Estos valores indican que la anomalía magnética residual se desplazó de las fuentes asociadas a ellos. Como parte del procesamiento de datos aeromagnéticos, es común aplicar un algoritmo matemático (Baranov y Naudy, 1964) para determinar la orientación de la zona en relación con el polo norte, donde la inclinación es 90° y la declinación es 0° según la hipótesis del campo dipolar axial y geocéntrico (GAD por sus siglas en inglés). Como resultado de este procesamiento, se centran las anomalías en las fuentes magnéticas (Figura 2).

2.2. MODELOS 3D DE LAS ANOMALÍAS AEROMAGNÉTICAS ASOCIADAS A LAS MUESTRAS PALEOMAGNÉTICAS

Para caracterizar las fuentes de las anomalías magnéticas del área de Tacámbaro, se realizó un modelado 3D de la susceptibilidad magnética utilizando el software VOXI de Geosoft (Figura 4). Este software utiliza el método de inversión del

vector magnético, tratando la amplitud y dirección de la magnetización como variables efectivamente independientes. Una característica específica en este método es el uso de la susceptibilidad magnética como representación escalar de los atributos magnéticos del modelo, (Ellis y MacLeod, 2013). por lo que se basa en el enfoque de regularización de gradiente mínimo desarrollado por Tikhonov (1963).

El software VOXI de Geosoft integra además un marco de Celdas de Corte Cartesiano (CCC) junto con un algoritmo de inversión de reequilibrio iterativo, ideado inicialmente por Ingram *et al.* (2003) y perfeccionado por Ellis y MacLeod (2013). La técnica CCC caracteriza las interfaces geológicas mediante la partición de cada superficie, llamada voxel, en subvolúmenes poliédricos, lo que permite una mayor precisión en la representación de las estructuras geológicas.

En el modelo 3D (Figura 5) se identifican tres cuerpos de tipo intrusivo con una susceptibilidad magnética (k) de 0.01 SI (color rojo), situados a profundidades de aproximadamente 1284 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) y que se extienden hasta 4230 metros por debajo bajo del nivel del

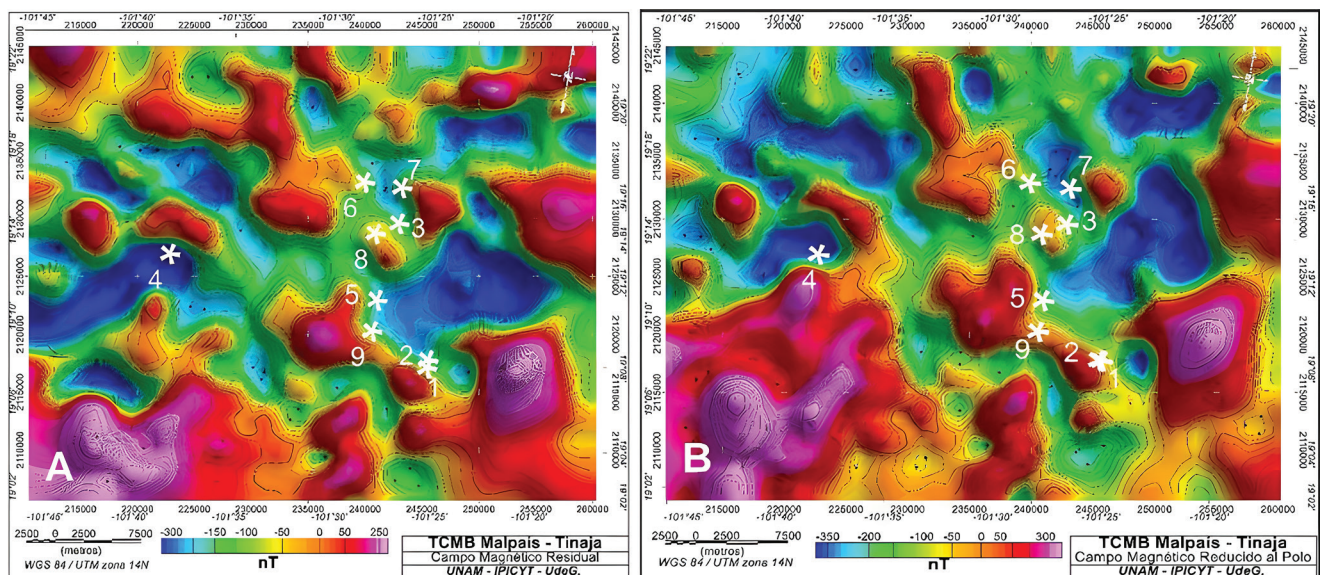


Figura 2 Se muestra (A) la configuración de la Primera Derivada en Dirección Z ($1^{\text{a}}Dz$) obtenida después de aplicarle los algoritmos de Henderson y Zietz (1949) y Continucción Ascendente (Henderson (1970). Las estrellas en color blanco (*) marcan los sitios del muestreo paleomagnético.

mar (m.b.n.m.). La línea de contorno que los delimita tiene un volumen aproximado de 71.27 km³. El cuerpo identificado por la línea de contorno gris tiene un valor *k* de aproximadamente 0.005 SI. Se sitúa a partir de 1977 m.s.n.m y alcanza una profundidad de hasta 5780 m.b.n.m. La curva de nivel gris tiene un volumen aproximado de 110.68 km³. El cuerpo que engloba a los dos anteriores tiene un valor *k* de aproximadamente 0.002 SI. Se identifica a profundidades en torno a 1977 m.s.n.m. y se extiende hasta 6924 m.b.n.m. La curva de nivel que los delimita tiene un volumen aproximado de 178.25 km³.

También en la Figura 5, mediante cilindros de color café, se indica la localización de los sitios donde se obtuvieron las muestras analizadas, numerados según el orden en que aparecen en la Tabla 1. Como se aprecia, los sitios que corresponden a los cilindros 1 (TCMB01A), 2 (TCMB01B) y 9 (MLPS01) se encuentran por encima, relativamente cerca de la fuente que produce la anomalía magnética, aunque por profundidad, su efecto podría ser poco significativo como para producir una alteración en el registro magnético de estas muestras.

2.3. TRATAMIENTOS EXPERIMENTALES

Con la finalidad de establecer la naturaleza de los minerales magnéticos presentes en las muestras estudiadas, examinar su estabilidad térmica y determinar sus componentes paleomagnéticas, se realizaron tratamientos magnéticos y de magnetismo de rocas. Estos experimentos se realizaron en las instalaciones del Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Todas las muestras fueron cortadas en especímenes paleomagnéticos cilíndricos estándar y aisladas dentro de un blindaje magnético para reducir la posibilidad de una remagnetización de origen viscoso. Posteriormente se les midió la magnetización natural remanente (NRM por sus siglas en inglés) con un magnetómetro de giro AGICO JR6.

Para identificar a los minerales magnéticos portadores de la remanencia y conocer su estabilidad magnética, se realizaron mediciones de susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas termomagnéticas K-T). Estos experimentos se realizaron con un susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 Kappabridge,

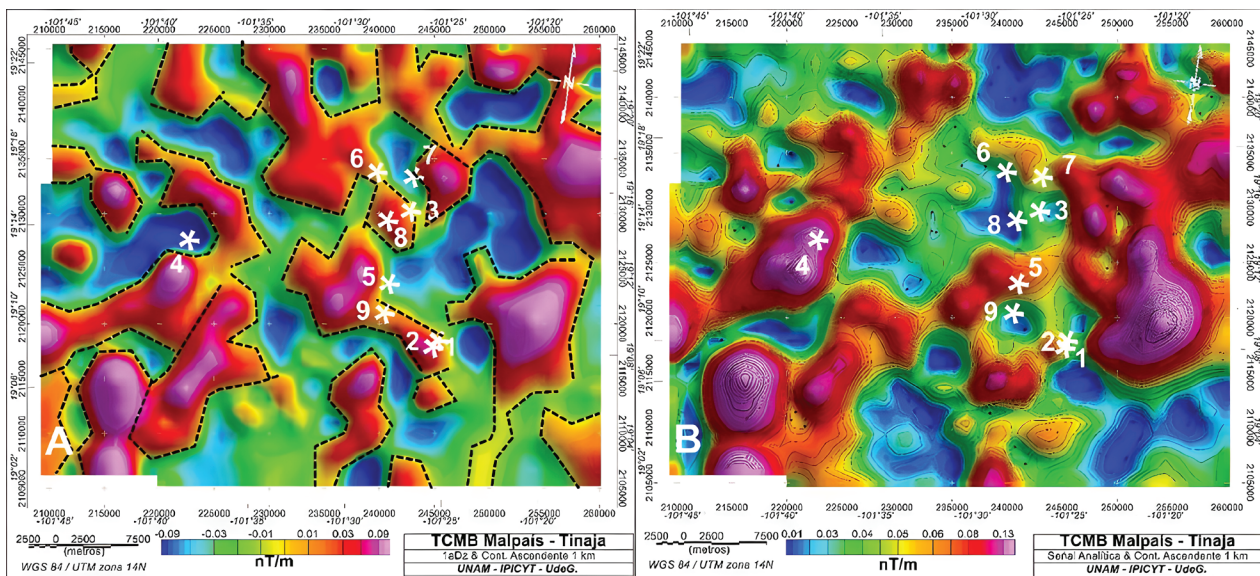


Figura 3 Mapa de contornos que muestran (A) la Primera Derivada en Dirección Z (1aDz) y Lineamientos Magnéticos (líneas punteadas negras) y en (B) la Señal Analítica del Campo Magnético Reducido al Polo. Los (*) indican la localización de los sitios muestreados.

una muestra de cada sitio fue pulverizada hasta obtener aproximadamente un gramo de polvo el cual fue calentado desde la temperatura ambiente hasta alcanzar los 650°C a un ritmo de 15°C/min y posteriormente fue enfriado al mismo ritmo, este procedimiento fue realizado en presencia de gas argón para reducir los efectos de la oxidación durante el calentamiento. Las temperaturas de Curie se obtuvieron siguiendo el método de caída de la susceptibilidad descrito por Prévot *et al.* (1983).

Las componentes de la dirección de la magnetización remanente característica (ChRM por sus siglas en inglés) fueron obtenidas mediante desmagnetización progresiva por campos alternos (AF por sus siglas en inglés). Las muestras fueron desmagnetizadas aplicando campos magnéticos

alternos desde 5 hasta 100 mT en 10 a 12 pasos con incrementos de 2 mT, 5mT o 10mT con un desmagnetizador AGICO LDA-3 AF. Después de cada paso de desmagnetización, la magnetización remanente fue medida con el magnetómetro, en total fueron desmagnetizadas 95 especímenes de igual número de muestras (un espécimen por muestra). Las direcciones características de cada muestra se determinaron mediante el análisis de componentes principales (PCA por sus siglas en inglés; Kirschvink, 1980) empleando al menos cinco datos de la desmagnetización alineados hacia el origen de coordenadas en los diagramas ortogonales. Las direcciones promedio de cada sitio fueron calculadas siguiendo la estadística de Fisher (1953) utilizando al menos cuatro determinaciones individuales.

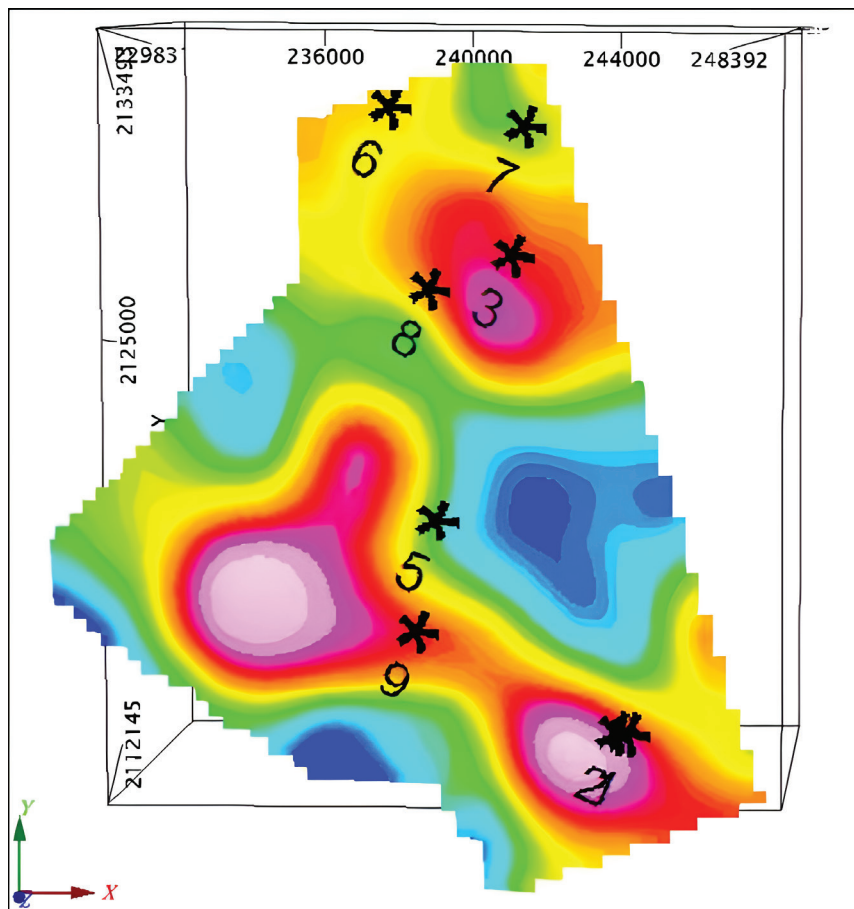


Figura 4 Anomalías magnéticas modeladas y la ubicación de los sitios paleomagnéticos muestreados en este estudio (*). La flecha de color verde que se muestra en la esquina inferior izquierda indica la dirección del Norte.

3. Resultados

3.1. MAGNETISMO DE ROCAS

Las curvas K-T indican que en la mayoría de las muestras durante el calentamiento presentan una sola fase magnética con temperaturas de Curie entre 570-575 °C, lo cual indica que la magnetita con bajo contenido en titanio es el mineral magnético responsable de la magnetización presente en ellas. El grupo de muestras (TCMB01, TCMB06, MP005 y TJ001) tiene un comportamiento prácticamente reversible durante el enfriamiento (Figura 6).

En el otro grupo de muestras (TCMB 03 y TCMB 04), se observan durante el calentamiento dos fases magnéticas. La primera de ellas, la menos

significativa, entre los 360-380 °C, mientras que la segunda fase tiene una temperatura de Curie cercana a los 580°C la cual es también compatible con titanomagnetita pobre en titanio, en estos casos las curvas no son reversibles (Figura 6).

3.2. PALEODIRECCIONES

Sitio TCMB01A. Los especímenes mostraron comportamientos caóticos durante los tratamientos magnéticos (Muestra 94TN005A; Figura 7), del total de siete especímenes tratados magnéticamente, únicamente en dos de ellos fue posible identificar las componentes direccionales características ChRM calculadas a partir de siete puntos, con valores de máxima desviación angular (MDA) de 1.6° y 1.7° y campos destructivos medios (MDF)

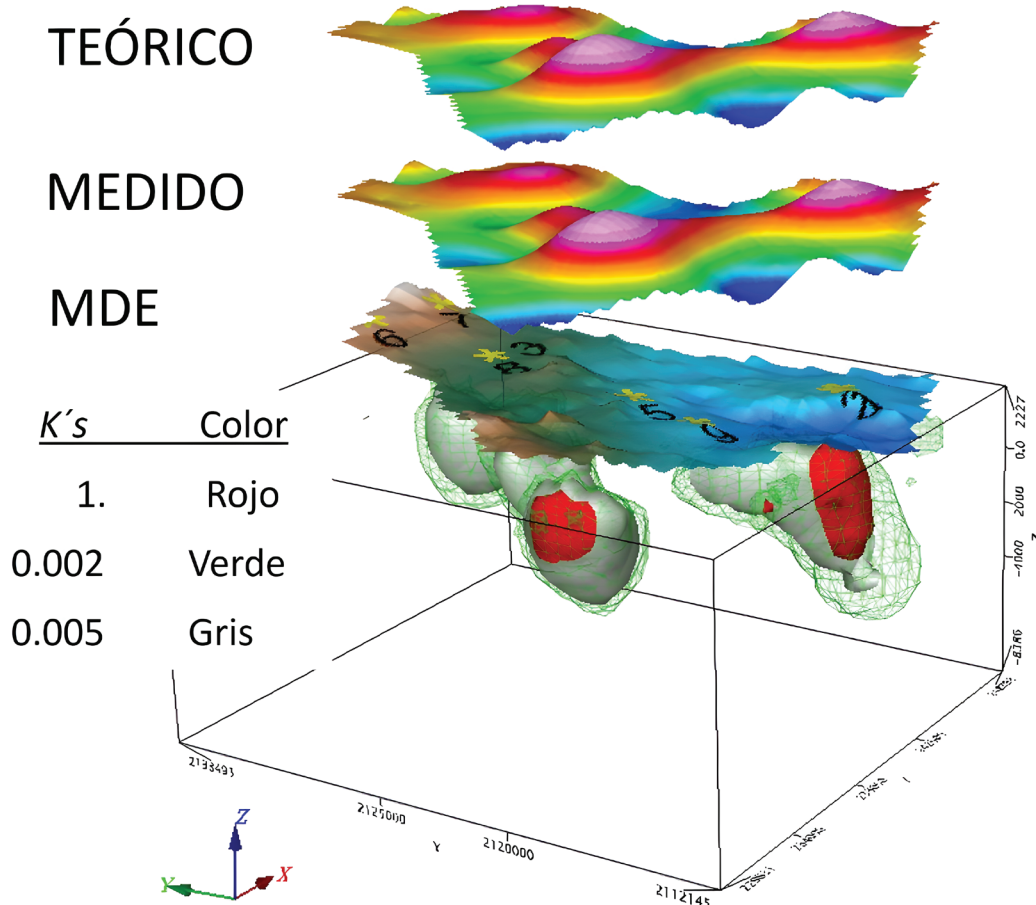


Figura 5 Modelo 3D de la Susceptibilidad Magnética. Los símbolos (*) en el mapa del Modelo Digital de Elevación (MDE) color amarillo indican la posición de los sitios muestreados en este estudio.

Magnetic Susceptibility (arbitrary units) versus Temperature

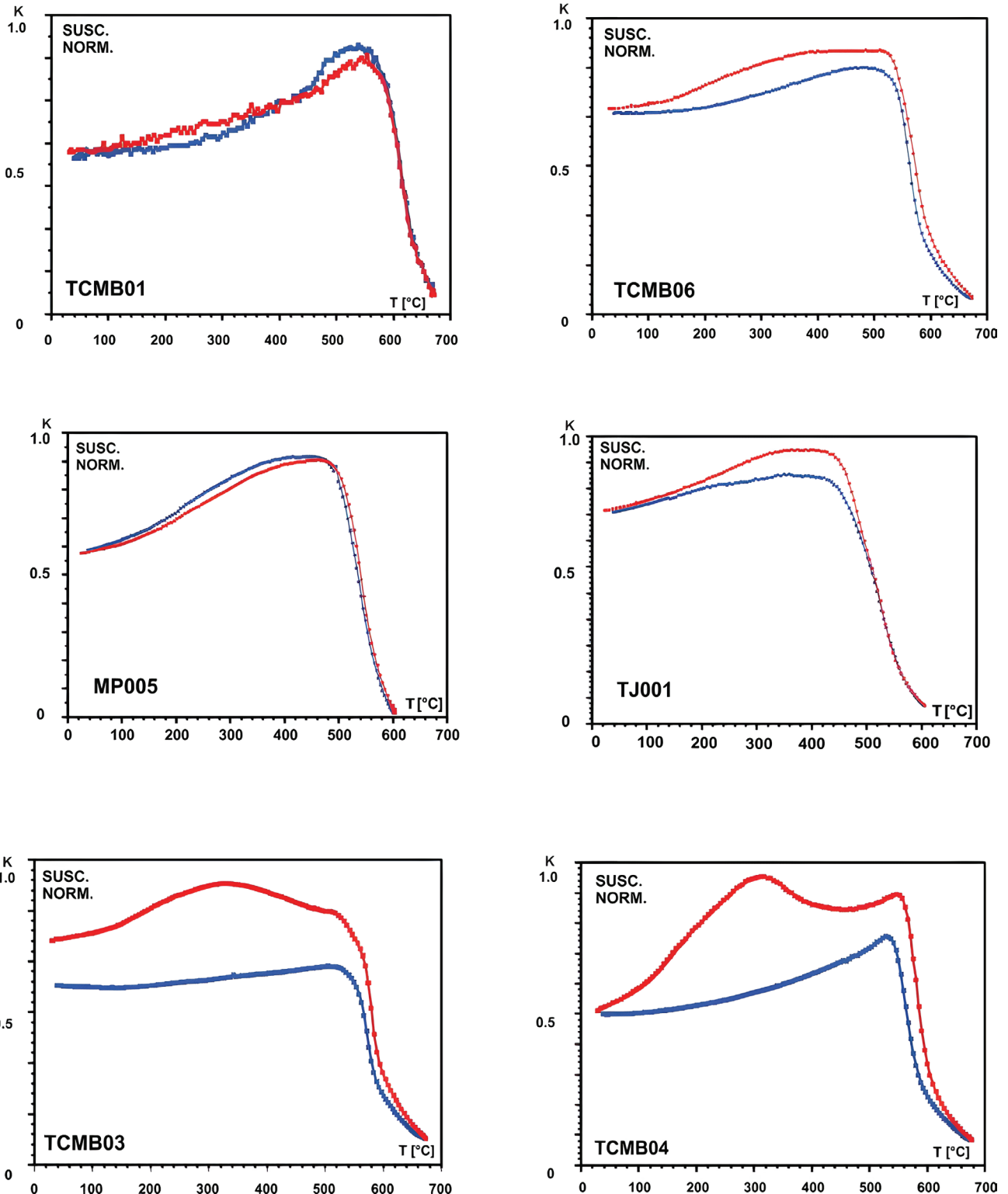


Figura 6 Curvas termomagnéticas continuas de susceptibilidad vs temperatura (k - T). La línea roja indica el comportamiento de la susceptibilidad durante el calentamiento, y la línea azul durante el enfriamiento. La susceptibilidad relativa se indica en unidades arbitrarias.

muy bajos de 8 a 10 mT, lo que indica la presencia de minerales magnéticos de baja coercitividad relacionada con granos de dominio magnético múltiple (MD). Aunque no es posible determinar la dirección promedio con las dos determinaciones individuales, éstas tampoco muestran algún agrupamiento por lo que no se puede conocer, al menos de forma especulativa, una dirección paleomagnética para este sitio.

Sitio TCMB01B. Se desmagnetizaron ocho especímenes los cuales muestran predominantemente una sola componente de magnetización que se comporta de forma lineal hacia al origen de coordenadas durante las desmagnetizaciones (Muestra 94TN011A; Figura 7), se observa también que los especímenes conservan cerca del 50% del valor de la magnetización inicial luego de haber aplicado campos de hasta 90 mT con valores de campos destructivos medios superiores a los 80 mT lo que indica la presencia de minerales magnéticos de alta coercitividad. A pesar de esto, es posible identificar la ChRM mediante el análisis de componentes principales con valores de MDA entre 1.0° a 3.2° empleando de seis a diez puntos para su determinación. La dirección promedio de este sitio es Dec. = 137.4°, Inc. = -37.3°, α_{95} = 8.6°, n = 6.

Sitio TCMB02. Los ocho especímenes, muestran una componente secundaria inicial poco significativa posiblemente de origen viscoso que es removida aplicando campos de 5 mT (Muestra 94TN017A; Figura 7), posteriormente se observa un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas conservado más del 40% de la magnetización original aplicando campos de hasta 100 mT, esta componente es interpretada como la ChRM y fue calculada mediante el método de componentes principales PCA empleando de seis a diez puntos, con valores de MDA entre 1.2° y 2.5° y campos MDF superiores a 60 mT, la dirección promedio obtenida es Dec. = 346.6°, Inc. = 42.8°, α_{95} = 4.1°, n = 7.

Sitio TCMB03. Se desmagnetizaron diez especímenes (Muestra 94TN026A; Figura 7), en todos ellos existe una componente secundaria de origen

viscoso que fue removida aplicando campos de 5 mT a 10 mT, una vez removida esta componente se aprecia un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas que permiten calcular la ChRM usando de seis a once puntos mediante PCA y con valores de MDA entre 1.8° y 5.4°. Los campos MDF variaron entre los 10 mT a 50 mT logrando siempre desmagnetizar por encima del 80% de la magnetización original. Esta variación en los valores de los campos destructivos medios indica posiblemente la existencia de distintos tamaños de granos magnéticos con distintas coercitividades. A pesar de que se logró determinar la dirección característica en todos los especímenes tratados, estas no muestran un agrupamiento estadístico de Fisher (1953) coherente por lo que no fue posible obtener el promedio, esto pudo deberse a que las muestras hayan sido extraídas de bloques distintos en los cuales haya existido algún movimiento o rotaciones no advertidos en los bloques donde fueron tomadas las muestras.

Sitio TCMB04. Se desmagnetizaron en total nueve especímenes (Muestra 94TN037A; Figura 7), en cinco de ellos se observa una componente secundaria inicial que es removida aplicando campos de 5 a 10 mT mostrando después un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas lográndose desmagnetizar al 80% aplicando campos de 80 a 90 mT indicando una coercitividad magnética relativamente alta ocasionada por la presencia de dominios magnéticos sencillos SD o pseudo sencillos PSD. En el resto de las muestras, cuatro, no fue posible aislar la ChRM debido a que las muestras tuvieron un comportamiento caótico desde las primeras etapas de desmagnetización. La dirección promedio es Dec. = 187.3°, Inc. = -13.9°, α_{95} = 6.2°, n = 6.

Sitio TCMB05. Fueron tratados ocho especímenes (Muestra 94TN047A; Figura 7), se aplicaron campos alternos de hasta 40 mT en incrementos de 5 mT, en seis especímenes los valores de campos MDF fueron relativamente bajos entre 15 a 20 mT, lográndose desmagnetizar más del 90% de la magnetización inicial observándose una tendencia hacia el origen de coordenadas en los

Tabla 2. Resultados paleomagnéticos promedio obtenidos por sitio. Lat. y Long. son la latitud y longitud geográficas de los sitios muestreados; la edad se muestra en millones de años; n es el número de especímenes utilizados para el cálculo del promedio; N es el número total de especímenes tratados magnéticamente; Inc. es la inclinación magnética promedio; Dec. es la declinación magnética promedio; α_{95} es el ángulo del 95% de confianza de la estadística de Fisher (1953); VGP_{Lat} y VGP_{Long} son la Latitud y Longitud de la posición del polo geomagnético virtual correspondiente. En negritas se muestran los sitios con polaridad inversa.

Sitio	Lat. [°N]	Long. [°O]	Edad [Ma]	Dec. [°]	Inc. [°]	α_{95} [°]	n/N	K	R	VGP _{Lat} [°N]	VGP _{Long} [°O]
LTNJ01	19.1320	101.4790	5115 ± 145 BP	353.3	36.8	4.5	6/6	219	5.98	83.6	182.0
MLPS01	19.2065	101.4770	< 11 Ka	340.6	47.1	7.6	5/6	103	4.96	70.1	199.3
TCMB03	19.1898	101.6488	0.53 ± 0.01							NA	
TCMB01A	19.1096	101.4298	0.60 ± 0.05							NA	
TCMB01B	19.1100	101.4321	0.60 ± 0.05	137.4	-37.3	8.6	6/8	50.1	5.9	-50.0	358.5
TCMB06	19.2441	101.4557	0.62 ± 0.03							NA	
TCMB04	19.1562	101.4753	0.98 ± 0.06	187.3	-13.9	6.2	5/9	154	4.97	-76.0	227.2
TCMC05	19.2480	101.4869	1.51 ± 0.04	330.5	-10.3	5.9	6/8	131	5.96	52.1	131.4
TCMB02	19.2160	101.4578	2.68 ± 0.03	346.0	42.8	4.1	7/8	213	6.97	75.9	194.5

diagramas ortogonales sin evidencia de remagnetización viscosa con valores MDA entre 1.9 a 3.6°. En los otros dos especímenes, se aplicaron campos de hasta 90 mT lográndose desmagnetizar al 60% con una tendencia lineal hacia el origen, sin embargo, sus promedios individuales no se agrupan con el resto de los especímenes posiblemente por algún movimiento post emplazamiento no detectado en el muestreo por lo que estos fueron descartados para el cálculo del promedio, la dirección promedio obtenida para este sitio es Dec. = 330.0°, Inc. = -10.3°, α_{95} = 5.9°, n = 6.

Sitio TCMB06. Fueron tratados diez especímenes (Muestra 94TN055A; Figura 7), en cuatro de ellos se registró una componente secundaria muy significativa que representa cerca del 50% de la magnetización original la cual fue removida aplicando campos entre 20 y 50 mT, una vez removida esta componente, fue posible identificar una componente lineal hacia el origen de coordenadas, con valores de MDF entre 60 a 70 mT alcanzando campos de 90 a 100 mT para desmagnetizar más del 90% de la magnetización inicial. En el resto de los especímenes se observa un comportamiento muy variable ya que las muestras presentaron una desmagnetización significativa superior al 80% durante las primeras etapas de desmagnetización, entre 5 y 10 mT, sin llegar a observarse un comportamiento lineal por lo que no fue posible deter-

minar sus promedios individuales y, por lo tanto, tampoco el promedio de Fisher (1953).

Sitio MLPS01. Para este sitio, se desmagnetizaron seis especímenes (Muestra 94MP003A; Figura 7), se aprecian dos componentes de magnetización, la primera de ellas es removida durante los primeros pasos de desmagnetización con campos de 5 a 10 mT, probablemente de origen viscoso que representa menos del 10% del valor de su magnetización total. Después de que fue removida esta componente se aprecia un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas en los diagramas ortogonales con valores, se aplicaron campos de hasta 60 mT con valores de MDF entre 20 y 30 mT y de MDA entre 1.6° y 4.3°, la dirección promedio es Dec. = 340.6°, Inc. = 47.1°, α_{95} = 7.6°, n = 5.

Sitio LTNJ01. Fueron tratados seis especímenes, luego de eliminar una componente de origen viscoso, al aplicar campos de 5 a 10 mT (Muestra 94TJ004A; Figura 7), en todos los casos se presentó una componente estable con un comportamiento unidireccional hacia el origen de coordenadas la cual permitió identificar las componentes ChRM con valores MAD entre 1.3° a 1.9°, valores MDF entre 30 y 40 mT, con una dirección promedio Dec. = 353.3°, Inc. = 36.8°, α_{95} = 4.5°, n = 6. Todos los resultados se resumen en la Tabla 2.

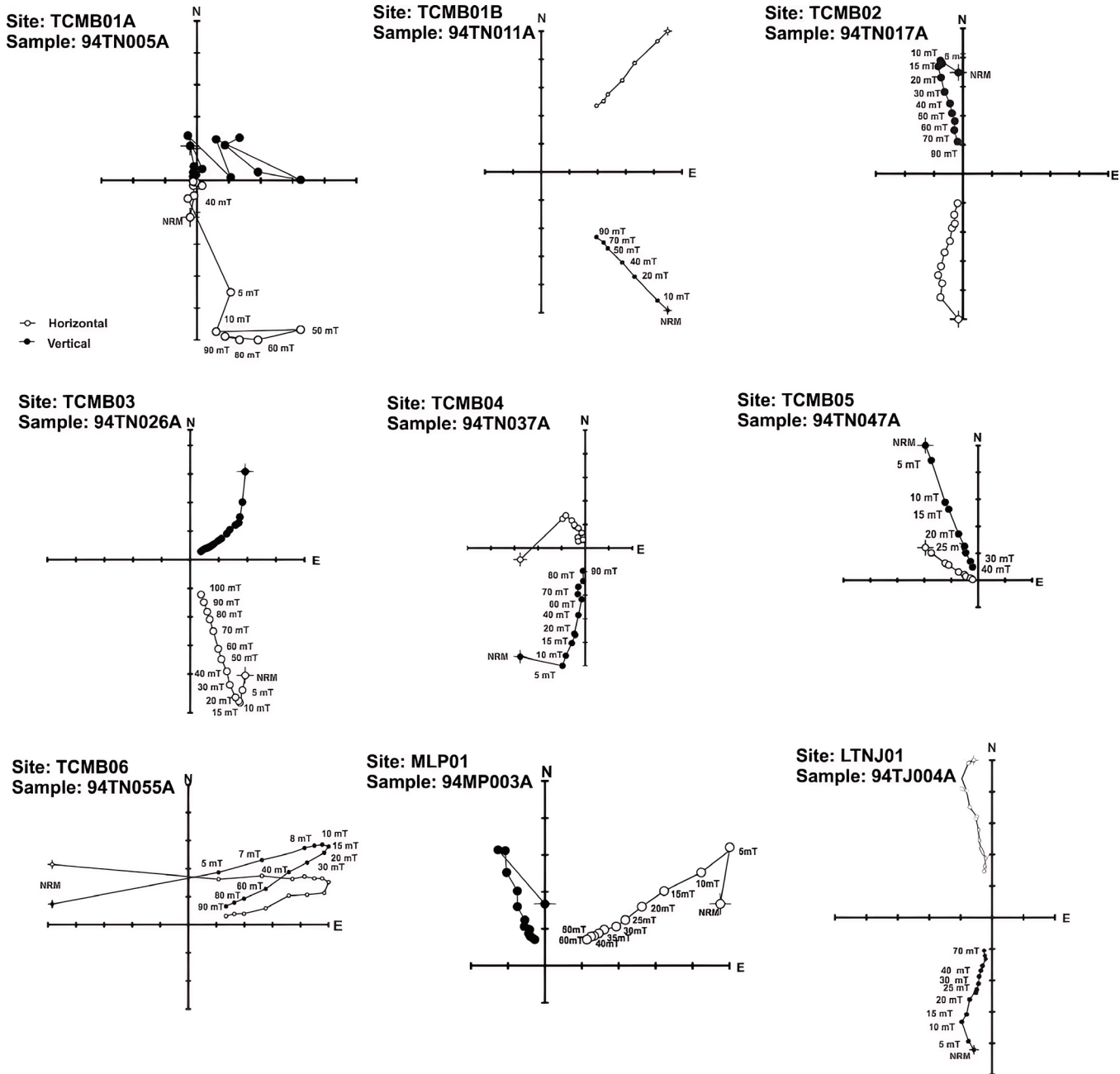


Figura 7 Diagramas vectoriales ortogonales de desmagnetización. Los números indican el valor máximo en mT del campo magnético aplicado en cada paso de desmagnetización.

4. Discusión

El sitio LTNJ01 es un flujo de lava asociado al volcán La Tinaja, que forma parte del grupo de volcanes holocénicos pertenecientes al CVMG con una edad de 5115 ± 145 BP (cal 4260–3640 BCE) según Guilbaud *et al.* (2012). La dirección paleomagnética obtenida es de [Dec. = 353.3° , Inc. = 36.8° , $\alpha_{95} = 4.5^\circ$, $n = 6$] que corresponde a una polaridad geomagnética normal. Este mismo flujo de lava, sitio LTJ1, fue estudiado también por Mahgoub *et al.* (2017a) y reportó una dirección de [Dec. = 1.9° , Inc. = 37.1° , $\alpha_{95} = 3.0^\circ$, $n = 12$]. Como se observa, ambas direcciones son estadísticamente idénticas y cercanas a la dirección del dipolo geocéntrico axial por lo que se les considera como el mismo registro paleomagnético.

El sitio MLPS01 es un flujo de lava del volcán El Malpaís Cutzaróndiro que, al igual que el sitio anterior, forma parte del grupo de volcanes monogenéticos formados durante el Holoceno pertenecientes al CVMG (Guilbaud *et al.*, 2012). La edad de este volcán es menor a los 11 ka y fue estimada por Guilbaud *et al.* (2012) a partir de determinaciones isotópicas de edades de volcanes adyacentes y correlaciones estratigráficas. Este mismo volcán fue estudiado previamente por Mahgoub *et al.* (2017a) con fines arqueomagnéticos reportando una edad de 420-320 BCE calculada a partir de los datos direccionales y de paleointensidad obtenidos de 35 muestras provenientes de cuatro afloramientos distintos de lo que consideraron, es el mismo evento eruptivo. Nuestra dirección paleomagnética obtenida para este sitio [Dec. = 340.6° , Inc. = 47.1° , $\alpha_{95} = 7.6^\circ$, $n = 5$] difiere sensiblemente de la que reporta Mahgoub *et al.* (2017a) para el flujo de lava más cercano en su estudio, el sitio MPC5 [Dec. = 9.8° , Inc. = 36.2° , $\alpha_{95} = 6.4^\circ$, $n = 10$].

A partir de la descripción realizada por Guilbaud *et al.* (2012) y por Mahgoub *et al.* (2017a) se puede afirmar que las muestras recolectadas pertenecen al mismo volcán y que este nuevo sitio es distinto de los reportados previamente por lo que existe la posibilidad de que se hayan recolectado muestras de flujos distintos y por lo tanto, de

que se trate de un evento eruptivo distinto ocurrido en un tiempo relativamente cercano o bien, que se trate del mismo flujo y que se haya presentado algún movimiento post emplazamiento no detectado durante el muestreo. Existen varios trabajos que han tratado investigar mediante dataciones arqueomagnéticas (Pérez-Rodríguez *et al.*, 2020, Cervantes-Solano *et al.*, 2019, Mahgoub *et al.*, 2017b), si es posible distinguir entre eventos eruptivos de algunos volcanes holocénicos considerados monogenéticos. Sin embargo, dada la precisión en los resultados de Mahgoub *et al.* (2017a), este no parece ser el caso, aunque es de notar que en ese mismo trabajo se reporta una polaridad reversa registrada en un flujo del mismo volcán que fue interpretada como el resultado de un movimiento no advertido del bloque muestreado por lo que fue descartado para el cálculo del promedio y de la determinación de la edad arqueomagnética.

El sitio TCMB01A cuenta con una edad radiométrica de 0.60 ± 0.05 Ma (Guilbaud *et al.*, 2012) y fue estudiado previamente por Maciel *et al.* (2014), Sitio Tac-10, donde reportó una dirección de polaridad normal bien definida. Posteriormente García-Ruiz *et al.* (2021) en un nuevo estudio, realizó un muestreo siguiendo la descripción realizada por Guilbaud *et al.* (2012) para la datación ya que no fue posible localizar el sitio exacto mencionado por Maciel *et al.* (2014). García-Ruiz *et al.* (2021) reportó que para ese sitio (TCP-04) no fue posible obtener las direcciones paleomagnéticas debido a que se observó un comportamiento inestable de la magnetización remanente durante los tratamientos de desmagnetización. La motivación de este nuevo muestreo fue establecer si los datos encontrados por Maciel *et al.* (2014) que indican una polaridad normal bien definida, corresponden al mismo flujo de lava estudiado y datado por Guilbaud *et al.* (2012) o bien si se trató de un flujo volcánico distinto ya que, según su edad, podría esperarse una polaridad de transición por lo que se recolectaron muestras del flujo mencionado por García-Ruiz *et al.* (2021), nuestro sitio TCMB01A, y del sitio TCMB01B. El sitio TCMB01A es un extenso flujo de lava expuesto por el paso

de un arroyo mientras que el sitio TCMB01B corresponde al mismo flujo de lava solo que está expuesto a un costado del camino, se ubica cerca de 50 metros al NO con una elevación relativa de 4 a 8 metros respecto del sitio TCMB01A y, según la información del GPS, se localiza más cerca al sitio reportado por Guilbaud *et al.* (2012) para la datación.

En los especímenes estudiados del sitio TCMB01A se observó un comportamiento inestable durante de los tratamientos magnéticos por lo que no fue posible obtener las direcciones ChRM. Por otro lado, los especímenes del del sitio TCMB01B mostraron una dirección paleomagnética reversa de [Dec. = 137.4°, Inc. = -37.3, α_{95} = 8.6°, n = 6], la cual es diferente a la dirección de polaridad normal reportada por Maciel *et al.* (2014) [Dec. = 354.4°, Inc. = 29.2°, α_{95} = 6.8°, n = 7] para aparentemente el mismo sitio. Esta polaridad invertida concuerda con lo reportado en estudios previos realizados en sitios pertenecientes a la FVTM con edades similares (Michalk *et al.*, 2013, Cervantes-Solano *et al.*, 2019, Petronille *et al.*, 2005) o sitios con polaridades intermedias invertidas con edades alrededor de los 600 ka (Conte-Fasano *et al.*, 2006, Maciel *et al.*, 2011; Calvo-Rathert *et al.*, 2013; García-Ruiz *et al.*, 2021). Esos registros fueron interpretados como manifestaciones de la excursión conocida como *Big Lost* cuya mejor estimación para su edad es 579 ± 6 ka (Singer *et al.*, 2002). En Calvo-Rathert *et al.* (2013) se reporta un registro de polaridad inversa intermedia en un flujo de lava localizado en la parte occidental de la FVTM con edad de 542 ± 24 ka y fue interpretado como un registro de campo transicional ocurrido entre las excursiones geomagnéticas *West Eifel*.

Desde el punto de vista paleomagnético, dada la polaridad y edad reportada de este sitio, 0.60 ± 0.05 Ma, este flujo de lava también pudo haber sido emplazado durante alguna de las excursiones geomagnéticas asociadas a los eventos geomagnéticos de *West Eifel* (Schnepp y Hradetzky, 1994) los cuales, según Singer *et al.* (2006) pueden ser hasta cinco eventos distintos entre 730 y 530 ka. Es claro

que, dado la diferencia de polaridad encontrada en este trabajo y la reportada por Maciel *et al.* (2014), se trata de dos registros distintos por lo que, a falta de nueva información sobre las edades, posiblemente se trate de registros independientes de edades distintas.

El sitio TCMB04 tiene una edad de 0.98 ± 0.06 Ma (Guilbaud *et al.*, 2012) y se obtuvo una dirección paleomagnética con una polaridad inversa [Dec. = 187.3°, Inc. = -13.9°, α_{95} = 6.2°, n = 5], aparentemente misma localidad fue estudiada antes por García-Ruiz *et al.* (2021) y reportó que no fue posible obtener la dirección promedio (sitio TCP-09). En un trabajo previo realizado en el mismo campo volcánico, Maciel *et al.* (2014) encontró que el sitio Tac-13 (0.96 ± 0.07 Ma) tiene una polaridad normal con una dirección paleomagnética de [Dec. = 357.6°, Inc. = 37.6°, α_{95} = 6.6°, n = 8] mientras que García-Ruiz *et al.* (2021) reportó una paleodirección distinta. Sin embargo, en una ubicación diferente (sitio TCP-11), [Dec. = 147.2, Inc. = 11.8, α_{95} = 4.9, n = 8], como puede observarse, dada la cercanía en las edades y la diferencia de polaridades sugieren que se trata de registros de una posible transición de polaridad.

En distintos trabajos realizados en rocas volcánicas de la FVTM se han reportado también registros de polaridades invertidas e intermedias con edades muy cercanas alrededor de esta edad. En el mismo trabajo de Maciel *et al.* (2014) se reporta que el sitio JO-17 (1.03 ± 0.02 Ma) muestra una polaridad inversa [Dec. = 178.1°, Inc. = -31.4°, α_{95} = 7.4°, n = 7]. García-Ruiz *et al.* (2017a) en un estudio realizado en el sector occidental de la FVTM, reporta un sitio (MAS_10) con edad de 0.91 ± 0.05 Ma con una polaridad igualmente inversa [Dec. = 174.80°, Inc. = -19.10°, α_{95} = 14.3, n = 5], también García-Ruiz *et al.* (2017b) reporta que el sitio (Tan_05) localizado dentro el CVMG con edad de 0.96 ± .016 Ma, tiene polaridad normal/intermedia [Dec. = 36.20°, Inc. = 75.4°, α_{95} = 4.4°. n = 7] al igual que Michalk *et al.* 2013 que reporta un sitio (CI) con edad de 0.96 ± 0.16 Ma con polaridad normal [Dec. = 15.3°,

Inc. = 51.9°. $\alpha_{95} = 10.6^\circ$] localizado en la parte occidental de la FVTM.

Según su edad y su incertidumbre, la dirección paleomagnética encontrada para algunos de estos sitios previamente estudiados podría corresponder a un registro de una posible excursión dentro del sub-Cron Jaramillo ocurrido entre 0.99 Ma a 1.07 Ma (Doell y Dalrymple, 1966; Mankinen y Dalrymple, 1979; Laj y Channell, 2007). El evento geomagnético Jaramillo fue descubierto por Doell y Dalrymple (1966) en rocas volcánicas en la Caldera de los Valles (Santa Fe, Nuevo México); las mismas fueron datadas aproximadamente en 0.9 Ma (Singer *et al.*, 1999). El evento Jaramillo ha sido ampliamente documentado ya que se ha observado tanto en sedimentos marinos como continentales (Kravchinsky, 2017; Channell *et al.*, 2020), y se le considera un evento global (Jacobs, 1994).

El sitio TCMB05 tiene una edad de 1.51 ± 0.04 Ma. Para este nuevo estudio se extrajeron muestras de un flujo de lava expuesto a un costado del camino localizado a 150 m al oeste del lugar donde fueron recolectadas las muestras para la datación realizada por Guilbaud *et al.* (2012). Este sitio arrojó una dirección paleomagnética de [Dec. = 330.5°. Inc. = -10.3°, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $n = 5.9^\circ$] la cual corresponde a una polaridad geomagnética normal que podría considerarse hasta transicional juzgando de su paleolatitud. Tomando en cuenta su edad y la precisión en la determinación se puede afirmar que este registro paleomagnético está dentro del Cron Matuyama de la escala de polaridades geomagnéticas.

El sitio TCMB02, con una edad de 2.68 ± 0.03 Ma, arrojó una dirección de [Dec. = 346.0°, Inc. = 42.0°, $\alpha_{95} = 4.1^\circ$, $n = 7$] con una polaridad normal bien definida por lo que se ubica dentro del Cron Gauss. En el trabajo de Maciel *et al.* (2014) se reportaron dos sitios con esta misma edad (Tac-21 y Tac-26) pero según sus coordenadas y las imágenes de satélite, podrán corresponder a flujos distintos por lo que se les consideró como registros independientes con la misma edad. Para este nuevo trabajo las muestras fueron recolectadas a

unos 200 m al SE del sitio donde Guilbaud *et al.* (2012) indica que fue tomada la muestra para la datación. Se localizaron también, a unos metros de distancia, las perforaciones del sitio Tac-21 de Maciel *et al.* (2014), las muestras fueron tomadas de un extenso bloque expuesto a un costado de una carretera. La nueva dirección es estadísticamente idéntica a la del sitio Tac-21 [Dec. = 351.3°, Inc. = 43.2°, $\alpha_{95} = 3.9^\circ$] por lo que se les considera como un mismo registro paleomagnético mientras que para el sitio el sitio Tac-26 [Dec. = 349.8°, Inc. = 36.6°, $\alpha_{95} = 3.4^\circ$], a pesar del traslape de sus incertidumbres, no puede afirmarse de que se trate de la misma dirección según el F test (McFadden y Lowes, 1981). Por lo anterior, a partir de esta nueva dirección paleomagnética y la reportada por Maciel *et al.* (2014) para el sitio Tac-21 se concluye que ambas direcciones constituyen el mismo registro asociado con la edad de 2.68 ± 0.03 Ma reportada por Guilbaud *et al.* (2012) mientras que para el sitio Tac-26 de Maciel *et al.* (2014) esta afirmación no es posible debido a la falta de información precisa sobre la edad y de la indeterminación sobre la coincidencia estadística en las direcciones. Las direcciones de los sitios estudiados y sus correspondientes VGP's pueden verse en la Figura 8.

5. Conclusiones

Mediante un sondeo aeromagnético se elaboró un modelo magnético 3D en donde se identifican tres posibles cuerpos responsables de las anomalías magnéticas presentes en la zona de estudio donde fueron recolectaron las muestras, sin embargo, este mismo modelo muestra que aunque tres de los sitios estudiados se localizan por encima y relativamente cerca de uno de estos cuerpos, dada la profundidad a la que se encuentra, su efecto es poco significativo como para ocasionar alteraciones en las propiedades magnéticas de los flujos de lava estudiados.

En seis de los nueve sitios estudiados fue posible aislar las componentes direccionales característi-

cas de las muestras estudiadas mediante desmagnetización progresiva por campos alternos; luego de realizar el análisis estadístico, se considera que estas rocas registraron el campo magnético de la Tierra presente en el momento de su emplazamiento. En tres de los sitios no fue posible obtener las direcciones paleomagnéticas, en los sitios TCMB01A, TCMB06 se observó un comportamiento inestable de la magnetización remanente durante los tratamientos magnéticos por lo que no fue posible obtener lo promedios individuales posiblemente debido a la presencia de minerales magnéticos de muy baja coercitividad magnética. Para el sitio TCMB03 a pesar de que se lograron obtener los promedios individuales de las muestras tratadas, no fue posible determinar el promedio del sitio ya que no muestran un agrupamiento coherente debido posiblemente, a movimientos no detectados durante el muestreo.

Según el comportamiento durante los experimentos de magnetismo en rocas, curvas termomagnéticas continuas, se logró determinar que el principal mineral magnético responsable de la

magnetización presente en las rocas estudiadas es titanomagnetita con contenido variable de titanio con temperaturas de Curie entre 560 a 580°C. Se obtuvieron seis registros paleomagnéticos, cinco de ellos con edades asociadas. De estos registros, tres tienen polaridad normal y tres más polaridades inversas o inclusive transicional.

Los sitios LTNJ01 y MLPS01 provienen de flujos de lava de volcanes monogenéticos formados durante el Holoceno, los resultados direccionales obtenidos en ambos casos confirman, aunque con mayor dispersión, lo reportado en estudios previos. De los sitios de polaridad invertida, la dirección y polaridad paleomagnética del sitio TCMB01B con una edad de 0.60 ± 0.05 Ma indica que posiblemente fue emplazado durante alguna de las excursiones geomagnéticas asociadas a los eventos geomagnéticos de West Eifel y difiere de lo reportado en Maciel *et al.* (2014) para el mismo sitio.

El sitio TCMB04 tiene polaridad inversa y una edad 0.98 ± 0.06 Ma lo cual lo ubica dentro de la época geomagnética Matuyama.

El sitio TCMB05 con edad de 1.51 ± 0.04 Ma

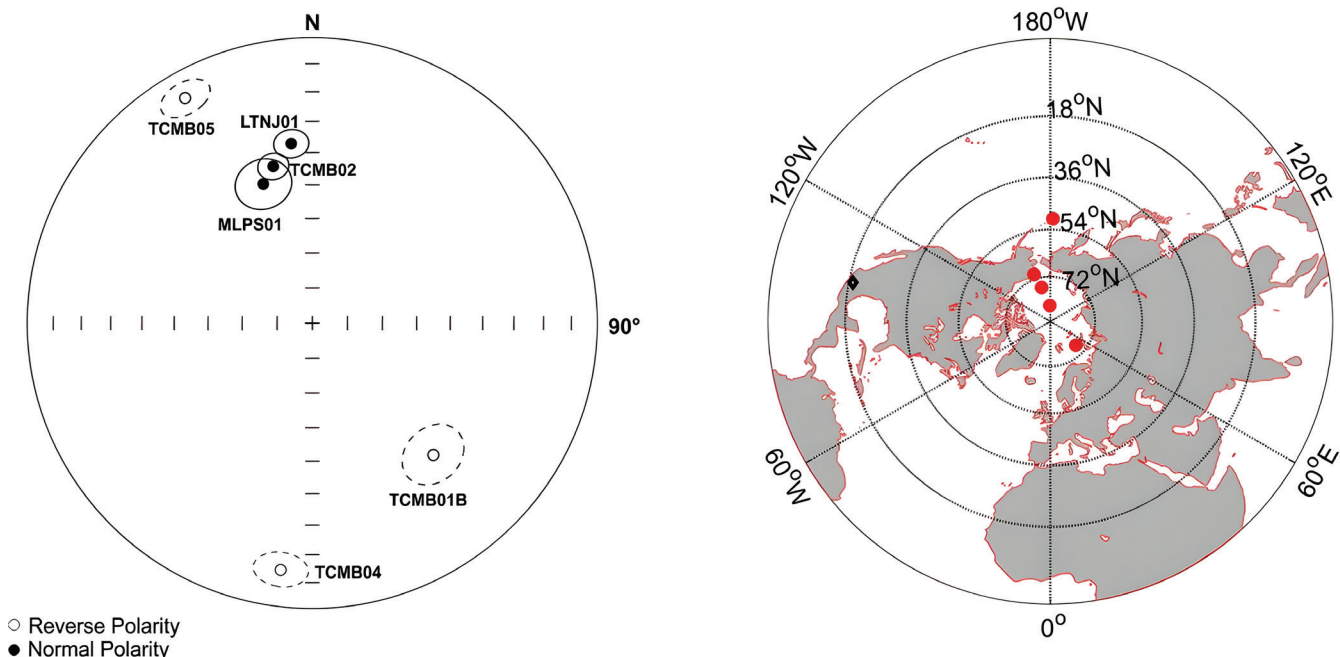


Figura 8 Proyecciones de igual área de las paleodirecciones medias por sitio. A) Direcciones medias de todos los sitios; B) Polos geomagnéticos virtuales por sitio obtenidos en este estudio.

con polaridad aparentemente normal tendiente a transicional requiere muestreo y análisis adicional para afirmar si se trata de alguna excursión dentro del Cron Matuyama de la escala de polaridades geomagnéticas.

Contribuciones de los autores

(1) Conceptualización: MCS, UDO, AG, HLL, RGR; (2) Análisis o adquisición de datos: UDO, MCS, RGR, HLL, AG, JM; (3) Desarrollo metodológico/técnico: UDO, MCS, HLL, AG, RGR, JM; (4) Redacción del manuscrito original: MCS, UDO, AG, HLL; (5) Redacción del manuscrito corregido y editado: MCS, AG, HLL, UDO; (6) Diseño gráfico: MCS, UDO, HLL; (7) Trabajo de campo: UDO, MCS, RGR, RMP; (8) Interpretación: AG, MCS, HLL, JUF; (9) Financiamiento: MCS

Financiamiento

Las fuentes de financiamiento fueron a través del proyecto UNAM PAPIIT IN113321.

Conflictos de interés

Los autores declaran que no existen conflictos de interés.

Editores a cargo

Leda Sánchez Bettucci.

Referencias

Baranov, V., Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, 29(1), 67-79. <https://doi.org/10.1190/1.1439334>

Brunhes B., 1906, Recherches sur la direction de l'aimantation des roches volcaniques: *Journal de Physique*, 5, 705-724.

Böhnel, H., Rodríguez-Trejo, A., 2022, Comment

on García *et al.* (2021) Semicontinuous paleomagnetic record of the last 1 Ma from radiometrically dated igneous rocks (Trans-Mexican Volcanic Belt and surrounding areas): *Journal of South American Earth Sciences*, 114, 103684. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103684>

Calvo-Rathert, M., Bógalo, M.F., Gogichaishvili, A., Sologashvili, J., Vashakidze, G., 2013, New paleomagnetic and paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus: *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 347-361. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.039>

Cervantes-Solano, M., Cifuentes-Nava, G., Caballero-Miranda, C.I., Goguitchaichvili, A., Morales-Contreras, J., López-Loera, H., Delgado-Granados, H., Morales-Contreras, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 2019, An integrated magnetic survey of the Xitle volcano lava flows: archaeological implications on the abandonment of Cuicuilco: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 71(2), 397-411. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2019v71n2a10>

Ceja M., Goguitchaichvili A., Calvo-Rathert M., Morales-Contreras J., Alva-Valdivia L., Elguera J., Urrutia-Fucugauchi J., Delgado H., 2006, Paleomagnetism of the Pleistocene Tequila Volcanic Field (Western Mexico), *Earth Planets Space*, 58, 1359-1358. <https://doi.org/10.1186/BF03352631>

Champion D.E., Lanphere M.A., Kuntz M.A., 1988, Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons: *Journal of Geophysical Research* 93, 11667-11680. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11667>

Channell, J.E., Singer, B.S., Jicha, B.R., 2020, Timing of Quaternary geomagnetic reversals and excursions in volcanic and sedimentary archives: *Quaternary Science Reviews*, 228, 106114. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106114>

- Conte-Fasano, G., Urrutia-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 Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Earth, planets, and space*, 58, 1359-1371. <https://doi.org/10.1186/BF03352632>
- Doell, R.R., Dalrymple, G.B., 1966, Geomagnetic polarity epochs: A new polarity event and the age of the Brunhes-Matuyama boundary: *Science*, 152(3725), 1060-1061. <https://doi.org/10.1126/science.152.3725.1060>
- Ellis, R., MacLeod, I., 2013, Constrained voxel inversion using the Cartesian cut cell method: *ASEG Extended Abstracts*, 2013(1), 1-4. <https://doi.org/10.1071/ASEG2013ab222>
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a5>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522, 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere: *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217(1130), 295-305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- García-Ruiz, R., Goguitchaichvili, A., Cervantes-Solano, M., Morales, J., Maciel-Peña, R., Rosas-Elguera, J., Cejudo-Ruiz, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 2017a, Rock-magnetic and paleomagnetic survey on dated lava flows erupted during the Bruhnes and Matuyama chrons: the Mascota Volcanic Field revisited (Western Mexico): *Studia Geophysica et Geodaetica*, 61, 249-263. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-0148-6>
- García-Ruiz, R., Goguitchaichvili, A., Loera, H. L., Cervantes-Solano, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Morales-Contreras, J., Maciel-Peña, R., Rosas-Elguera, J., 2017b, Paleomagnetism and aeromagnetic survey from Tancitaro volcano (Central Mexico) -paleo-secular variation at low latitudes during the past 1 Ma: *Geofísica Internacional*, 56(3), 287-304. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2017.56.3.1818>
- García-Ruiz, R., Cervantes-Solano, M., Goguitchaichvili, A., Reyes, D.S., Kravchinsky, V.A., Morales, J., Cejudo, R., Rosas, J.E., 2021, Semicontinuous paleomagnetic record of the last 1 Ma from radiometrically dated igneous rocks (Trans-Mexican Volcanic Belt and surrounding areas): *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103195. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103195>
- Glatzmaier, G.A., Roberts, P.H., 1997, Simulating the geodínamo: *Contemporary Physics*, 38(4), 269-288. <https://doi.org/10.1080/001075197182351>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011, Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012, Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions: *Bulletin of volcanology*, 74, 1187-1211. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S., 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(1-2), 105-124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)

- Hasenaka, T., Carmichael, I.S., 1987, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry: *Journal of Petrology*, 28(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(1-2), 13-31. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7)
- Henderson, R.G., 1970, On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data: *Geophysics*, 35(5), 916-919. <https://doi.org/10.1190/1.1440137>
- Henderson, R.G., Zietz, I., 1949, The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields: *Geophysics*, 14(4), 508-516. <https://doi.org/10.1190/1.1437558>
- Ingram, D.M., Causon, D.M., Mingham, C.G., 2003, Developments in Cartesian cut cell methods: *Mathematics and Computers in Simulation*, 61(3-6), 561-572. [https://doi.org/10.1016/S0378-4754\(02\)00107-6](https://doi.org/10.1016/S0378-4754(02)00107-6)
- Jacobs, J.A., 1994, *Reversals of the Earth's magnetic field*: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524929>
- Kirschvink, J., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data: *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- Kravchinsky, V.A., 2017, Magnetostratigraphy of the Lake Baikal sediments: A unique record of 8.4 Ma of continuous sedimentation in the continental environment: *Global and Planetary Change*, 152, 209-226. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.002>
- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007, Geomagnetic excursions, in Schubert, G. (ed.), *Treatise on Geophysics*: Amsterdam, Elsevier Science, 373-416. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00095-X>
- López-Loera, H., 2002, Estudio de las Anomalías Magnéticas y su relación con las Estructuras Geológicas y Actividad Eruptiva de los Complejos Volcánicos Activos de Colima e Izta-Popocatepetl: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, tesis doctoral, 245 p.
- López-Loera, H., Cifuentes-Nava, G., Goguitchaichvili, A., Cervantes, M., Velázquez, D.S., Rosas-Elguera, J., Morales, J., Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., 2021, An integrated magnetic survey on lava flows associated to the Paricutin volcano (Western Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103075. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103075>
- Maciel P.R., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Sánchez-Bettucci, L., Morales, J., Reyes, B.A., Soler-Arechalde, A.M., Calvo-Rathert, M., 2011, Plio-Pleistocene paleomagnetic record from the Michoacán-Guanajuato monogenetic volcanic field (Western Mexico): *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55, 311-328. <https://doi.org/10.1007/s11200-011-0017-2>
- Maciel, P.R., Goguitchaichvili, A., Guilbaud, M.N., Martínez, V.C.R., Rathert, M.C., Siebe, C., Aguilar Reyes, B., Morales, J., 2014, Paleomagnetic secular variation study of Ar-Ar dated lavas flows from Tacambaro Area (Central Mexico): possible evidence of Intra-Jaramillo geomagnetic excursion in volcanic rocks: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 229, 98-109. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.01.005>
- Mahgoub, A.N., Böhnell, H., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., 2017a, Paleomagnetically inferred ages of a cluster of Holocene monogenetic eruptions in the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México): implications for volcanic hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 360-370. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.004>
- Mahgoub, A.N., Böhnell, H., Siebe, C., Chevrel,

- M.O., 2017b, Paleomagnetic study of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico) confirms its monogenetic nature and young age (~ 1250 CE): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 336, 209-218. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.024>
- Mankinen, E.A., Dalrymple, G.B., 1979, Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 my BP: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B2), 615-626. <https://doi.org/10.1029/JB084iB02p00615>
- McFadden, P.L., Lowes, F.J., 1981, The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions: *Geophysical Journal International*, 67(1), 19-33. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02729.x>
- Michalk, D.M., Böhnelt, H.N., Nowaczyk, N.R., Aguirre-Diaz, G.J., López-Martínez, M., Ownby, S., Negendank, J.F., 2013, Evidence for geomagnetic excursions recorded in Brunhes and Matuyama Chron lavas from the trans-Mexican volcanic belt: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 2648-2669. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50214>
- Pepin, N.M., Pérez, I.H., Ceballos, A.A., Loera, H.L., Ruiz, J.F., Anaya, C., 2002, Aeromagnetic anomalies and structure of the Iztaccíhuatl-Popocatepetl volcanic region in Central Mexico: *Geofísica Internacional*, 41(2), 121-131. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2002.41.2.281>
- Pérez-Rodríguez, N., Morales, J., Guilbaud, M.N., Goguitchaichvili, A., Cejudo-Ruiz, R., del Sol Hernández-Bernal, M., 2020, Reassessment of the eruptive chronology of El Metate shield volcano (central-western Mexico) based on a comprehensive rock-magnetic, paleomagnetic and multi-approach paleointensity survey: *Quaternary Geochronology*, 55, 101031. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.101031>
- Petronille, M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Alva-Valdivia, L.M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Rodríguez-Ceja, M., Calvo-Rathert, M., 2005, Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8). <https://doi.org/10.1029/2004JB003321>
- Schnepf, E., Hradetzky, H., 1994, Combined paleointensity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum data from volcanic rocks of the West Eifel field (Germany): evidence for an early Brunhes geomagnetic excursion: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B5), 9061-9076. <https://doi.org/10.1029/93JB03365>
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Chauvin, A., Coe, R.S., Pringle, M.S., 1999, Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: Toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B1), 679-693. <https://doi.org/10.1029/1998JB900016>
- Singer, B.S., Relle, M.K., Hoffman, K.A., Battle, A., Laj, C., Guillou, H., Carracedo, J.C., 2002, Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), EPM-7. <https://doi.org/10.1029/2001JB001613>
- Singer, B.S., Guillou, H., Zhang, X., Schnepf, E., Hoffman, K.A., 2006, Multiple Brunhes Chron Excursions Recorded in the Eifel Volcanic Field, en *American Geophysical Union*, GP21A-1301.
- Spell, T.L., McDougall, I., 1992, Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama Boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale: *Geophysical Research Letters*, 19(12), 1181-1184. <https://doi.org/10.1029/92GL01125>

Tikhonov, A.N., 1963, On the solution of ill-posed problems and the method of regularization: *Doklady Akademii Nauk*, 151(3), 501-504.

Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Rivas, M.L., Morales, J., 2004, Palaeomagnetic, rock-magnetic and

microscopy studies of historic lava flows from the Paricutin volcano, Mexico: implications for the deflection of palaeomagnetic directions: *Geophysical Journal International*, 156(3), 431-442. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02166.x>