

Datación magnética de rocas volcánicas formadas durante el Holoceno: caso de flujos de lava alrededor del Lago de Pátzcuaro (campo volcánico Michoacán-Guanajuato)

Alejandro García-Quintana¹, Avto Goguitchaichvili^{1*}, Juan Morales¹, Miguel Cervantes-Solano², Susana Osorio-Ocampo¹, José Luis Macías¹ y Jaime Urrutia-Fucugauchi³

¹ Instituto de Geofísica Unidad Michoacán IGUM, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, Colonia Ex-Hacienda de San José de la Huerta, Morelia, Michoacán, 58190, México.

² Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, Colonia Ex-Hacienda de San José de la Huerta, Morelia, Michoacán, 58190, México.

³ Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México, Distrito Federal, 04510, México.

*avto@geofisica.unam.mx

RESUMEN

El fechamiento arqueomagnético está basado en el hecho de que el material de los artefactos arqueológicos de barro horneado a menudo contiene pequeñas cantidades de minerales magnéticos que, bajo ciertas condiciones, pueden registrar la dirección y la intensidad del campo magnético de la Tierra en el pasado. Cuando se dispone de una curva de referencia de variación secular (VS) bien establecida para un área geográfica determinada, el registro arqueomagnético que se obtiene de los artefactos arqueológicos de barro, puede compararse con las curvas VS y proporcionar así un fechamiento preciso del último calentamiento del material estudiado. En este trabajo aplicamos el método de datación antes mencionado a los flujos de lava formados durante los últimos 14,000 años mediante el modelo de predicción de campo geomagnético SHADIF14K empleando el vector completo (declinación, inclinación e intensidad absoluta geomagnética). Los resultados obtenidos se comparan de manera satisfactoria con las dataciones previas por métodos radiométricos (¹⁴C) para 3 de las 4 lavas analizadas alrededor del Lago de Pátzcuaro, pertenecientes al campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Un flujo de lava muestra una polaridad magnética inversa y probablemente fue formada durante el evento geomagnético corto Lashamp entre 40 y 45 ka.

Palabras clave: Arqueomagnetismo; Holoceno; flujos de lava; campo volcánico Michoacán-Guanajuato; Faja Volcánica Transmexicana.

ABSTRACT

Archaeomagnetic dating is based on the fact that baked clays often contain small amounts of magnetic minerals that under certain conditions, can record the direction and intensity of the Earth magnetic

field in the past. When the reference secular variation (SV) curve is well established for a given geographical area, the archaeomagnetic analyzes provide an accurate dating of the last heating of the studied artifacts. In this paper we apply this dating method to recent lava flows formed during the past 14,000 years using the geomagnetic field prediction model SHADIF14K. The full vector (declination, inclination and absolute geomagnetic intensity) values are satisfactorily compared with previous dating using radiometric methods (¹⁴C) for 3 out of 4 analyzed lavas around Patzcuaro Lake and belonging to the Michoacán-Guanajuato volcanic field. A single lava flow shows a reverse magnetic polarity and was probably formed during the short geomagnetic event Lashamp between 40 and 45 ka.

Key words: Archaeomagnetic dating; Holocene; lava flows; Michoacán-Guanajuato Volcanic Field; Trans-Mexican Volcanic Belt.

INTRODUCCIÓN

Un amplio campo de aplicación del paleomagnetismo es su uso como herramienta de datación. El campo magnético cambia su polaridad sin periodicidad; el norte magnético se torna sur magnético y viceversa. Una roca magnetizada en un campo geomagnético de polaridad inversa (polaridad opuesta a la actual) presentará una dirección de magnetización antipodal a la de una roca magnetizada en un campo de polaridad normal. Por otro lado, como la magnetización remanente presente en las rocas registra las condiciones del campo magnético terrestre (CMT) existente en el momento de su formación, la información acerca de las características y cambios del campo geomagnético puede obtenerse mediante el estudio detallado de estas. Si se conocen con precisión las variaciones del CMT en el pasado, es posible establecer un registro de variación temporal (curva de variación secular) el cual puede utilizarse como método de datación y se le conoce como fecha-

miento paleomagnético y puede ser tan preciso como los métodos de datación radiométricos (Tauxe, 2010).

Este método de datación se ha convertido en un método alternativo para datar lavas formadas durante los últimos 14,000 años, situadas a finales de la Época Pleistocena y abarcando toda la Época Holocena y se le denomina fechamiento arqueomagnético (Goguitchaichvili, 1999). Debido al intervalo de tiempo que comprende, este método posee una significativa ventaja comparado con los métodos radiométricos de K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cuyo intervalo de aplicación se extiende por periodos de tiempo más antiguos (> 50 ka). Hasta ahora el método de fechamiento por ^{14}C es, tradicionalmente, el de mayor aplicación para datar rocas formadas durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (<50 ka). Sin embargo, hay que señalar que en los fechamientos realizados por este método, la datación se realiza sobre el carbono asociado a materia orgánica carbonizada por la formación rocosa o los paleosuelos que la limitan y no directamente a la roca en cuestión. Por el contrario, el fechamiento arqueomagnético permite datar el momento de formación de la lava (durante su enfriamiento).

Dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) existen algunos campos volcánicos potencialmente susceptibles para utilizar el método arqueomagnético (e.g. Pérez-Rodríguez et al., 2015), en particular el estudio de aparatos volcánicos con actividad reciente permite refinar la curva de variación secular para diferentes regiones. El campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) es un excelente

candidato para poder aplicar esta técnica paleomagnética, ya que en varios sectores presenta vulcanismo monogenético reciente. Esto permitirá definir edades de estructuras volcánicas con temporalidades dentro del intervalo de edad antes mencionado.

En el presente trabajo se presentan los resultados de una investigación de variación del CMT realizada en flujos de lava asociados a estructuras alrededor del Lago de Pátzcuaro el cual pertenece al CVMG. Específicamente se buscó:

- Determinar las edades de las lavas del Holoceno estudiadas mediante el modelo de predicción del CMT para los últimos 14,000 años (Pavón-Carrasco et al., 2011, 2014).
- Aportar información Paleomagnética de calidad que contribuya a definir las Curvas de Variación Secular (CVS) para la zona de SE - SW del Lago de Pátzcuaro.
- Relacionar los flujos de lava con las edades proporcionadas por la escala de referencia de polaridades geomagnéticas.

DESCRIPCIÓN DEL AREA DE ESTUDIO Y LOCALIZACIÓN DE LOS FLUJOS DE LAVA ESTUDIADOS

El CVMG está ubicado en la parte central de la FVTM (Figura 1), aproximadamente entre las coordenadas: $99^{\circ}50'$ – $102^{\circ}30'$ W y de $18^{\circ}55''$ – $21^{\circ}10''$ N; considerando además que, dada la extensión de

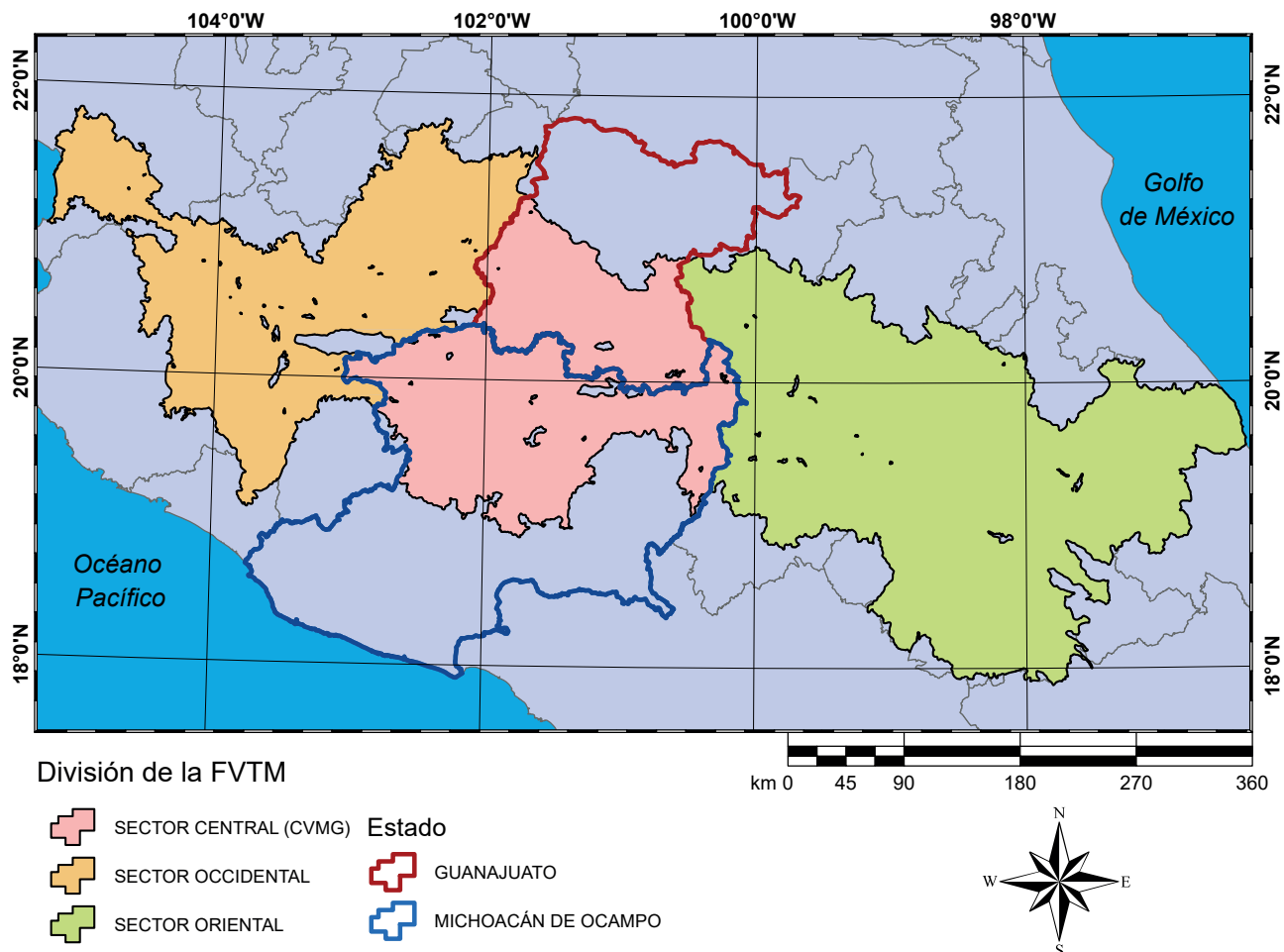


Figura 1. Mapa simplificado que muestra la extensión de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la ubicación del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Modificado de Demant (1978, 1982).

algunas de sus sub provincias, estas coordenadas pueden diferir entre distintos autores. El CVMG tiene una extensión de aproximadamente 40,000 km² según Hasenaka y Carmichael (1985a) contiene distintos tipos de volcanes que han presentado actividad reciente como: pequeños escudos, conos de escoria, maars, y flujos de lava (Hasenaka y Carmichael, 1985a; 1985b; 1987).

Para Corona-Chávez y colaboradores (2006), el campo se extiende aún más, así como la localización que guarda dentro de la FVTM, entre 200 km y 130 km de la línea de la costa del Océano Pacífico. Éste campo volcánico comprende parte de los estados de Michoacán y Guanajuato, en un 50% aproximadamente en cada uno. En Michoacán se extiende por toda la parte Norte (NE, NW), mientras que en Guanajuato alcanza toda la parte Sur (SE, SW). Según los mismos autores, el vulcanismo comenzó hace unos 3 Ma mostrando con ello una tendencia clara de migración del frente de vulcanismo activo hacia el suroeste; observaron también que a partir de una distancia de 300 km de la trinchera, existe una mayor concentración de volcanes con edades de 3 y 1 Ma. Mientras que a distancias menores, particularmente a 200 km, se nota una mayor concentración de conos cineríticos con edades < 1 Ma (Hasenaka *et al.*, 1994). Ahí se tienen los volcanes más jóvenes con erupciones históricas como Parícutin (Williams, 1950; Luhr y Simkin, 1993) y Jorullo (Guilbaud *et al.*, 2011; Mercado-Vargas y Palmerín-Cerna, 2012). Recientemente se han obtenido edades con los métodos de ¹⁴C y ⁴⁰Ar/³⁹Ar en varias partes del campo volcánico con edades absolutas entre 3,800 y 29,000 años (Ownby *et al.*, 2007; 2011; Guilbaud *et al.*, 2012; Gómez-Vasconcelos *et al.*,

2014; Osorio-Ocampo, 2014; Pola *et al.*, 2014; 2015; Chevrel *et al.*, 2015; 2016).

El Lago de Pátzcuaro tiene una forma de “C” alargada en sentido NE-SW con un área aproximada de 80 km² y dos ensanchamientos; uno en la parte norte denominado seno de Quiroga con 10 km de longitud en su eje NE-SW y del lado sur abarca a cerro Ihuatzio y Erongarícuaro (Chacón-Torres *et al.*, 2004). En la parte central posee cuatro islas alineadas; de sur a norte se encuentra la Isla de Janitzio que pertenece a un cono cinerítico, hacia el norte continúa el domo de la isla Tecuena seguido por los flujos de lava de Yunúén y Pacanda (Osorio-Ocampo, 2014). El Lago se encuentra rodeado por volcanes tipo escudo, conos cineríticos, domos y flujos de lava con composiciones que van desde andesitas basálticas a dacitas y marcan un rango estratigráfico dentro del CVMG que va desde el Plioceno al Holoceno (Osorio-Ocampo, 2014). Algunas de estas estructuras están atravesadas por fallas normales activas en dirección E-W conocidas como el Sistema de Fallas Morelia Acambay (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Estas fallas han generado inestabilidad en la zona produciendo colapsos volcánicos (*e.g.* El Estribo; Pola *et al.*, 2014; 2015).

Para el presente trabajo se realizaron campañas de muestreo en dos zonas diferentes (Figura 2). La primera al SW del Lago de Pátzcuaro en los volcanes Cerro Viejo, Cerro Chendanas y Cerro La Taza y la segunda al SE en el Volcán el Frijol (Figuras 3 y 4). En la Tabla 1 se reportan coordenadas de los sitios de muestreo y edades según Osorio-Ocampo (2014). El nombre de Cerro Viejo se propone para fines prácticos de este trabajo.

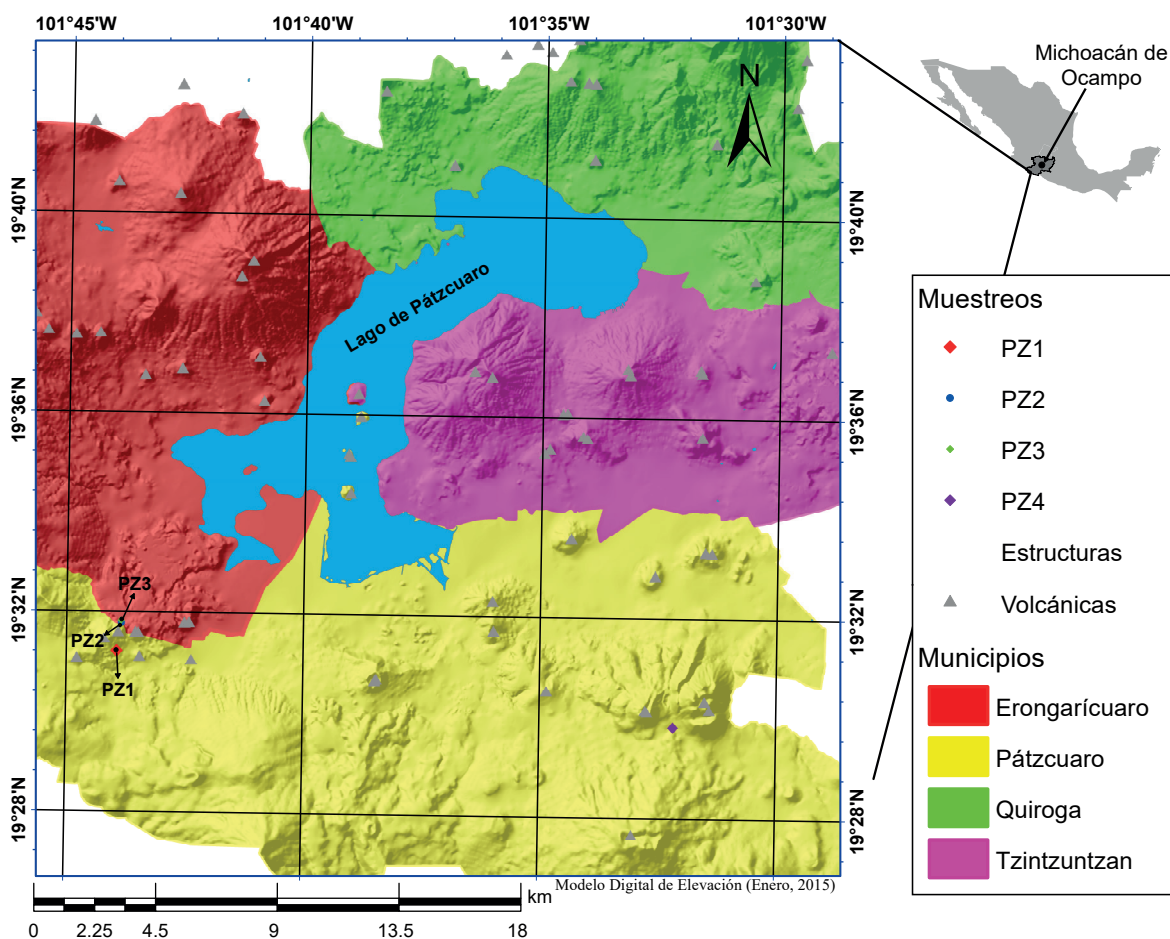


Figura 2. Modelo Digital de Elevación indicando los municipios cercanos al Lago de Pátzcuaro, distribución de los muestreros y estructuras de otros aparatos volcánicos.

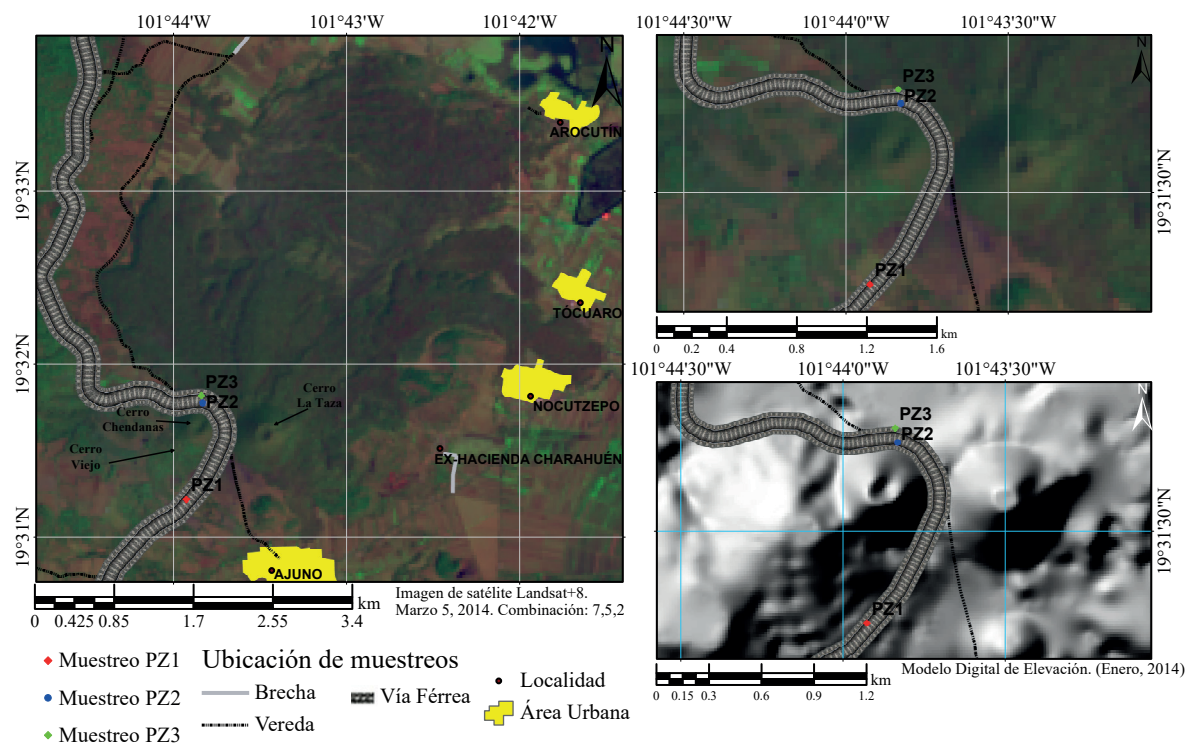


Figura 3. Localización de los sitios estudiados. PZ1 (Cerro Viejo), PZ2 (Cerro Chendanas) y PZ3 (Cerro La Taza).

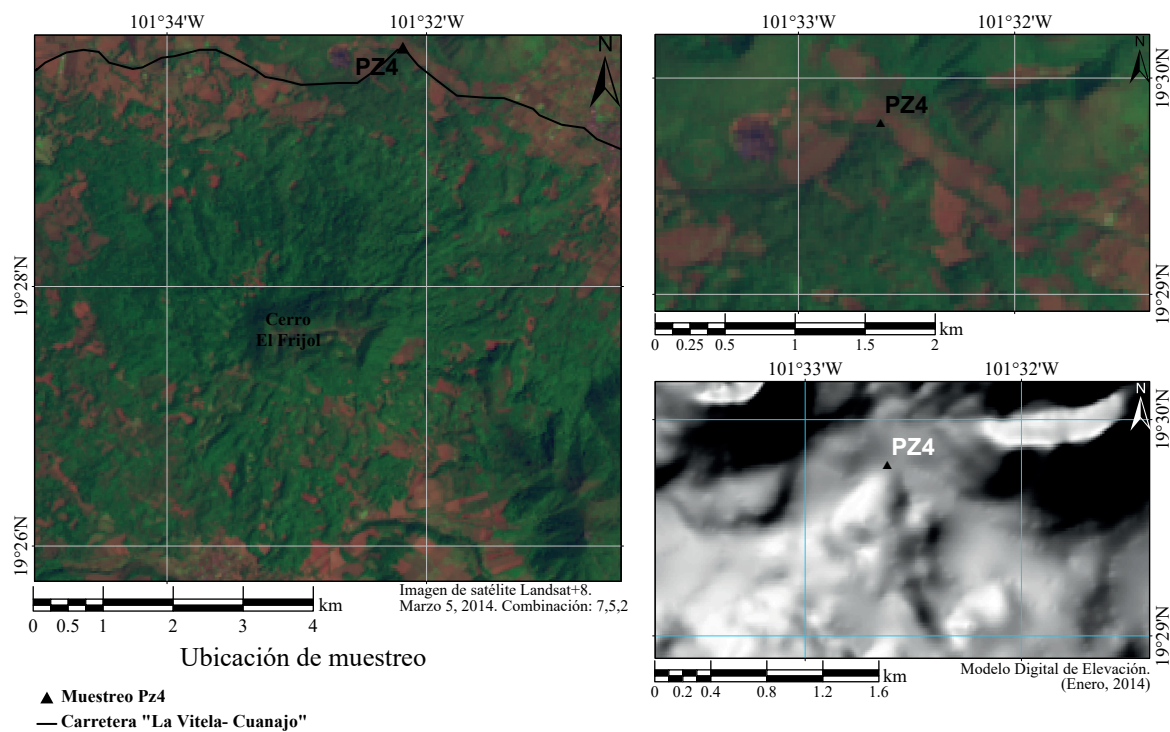


Figura 4. Localización del sitio PZ4 (Cerro El Frijol).

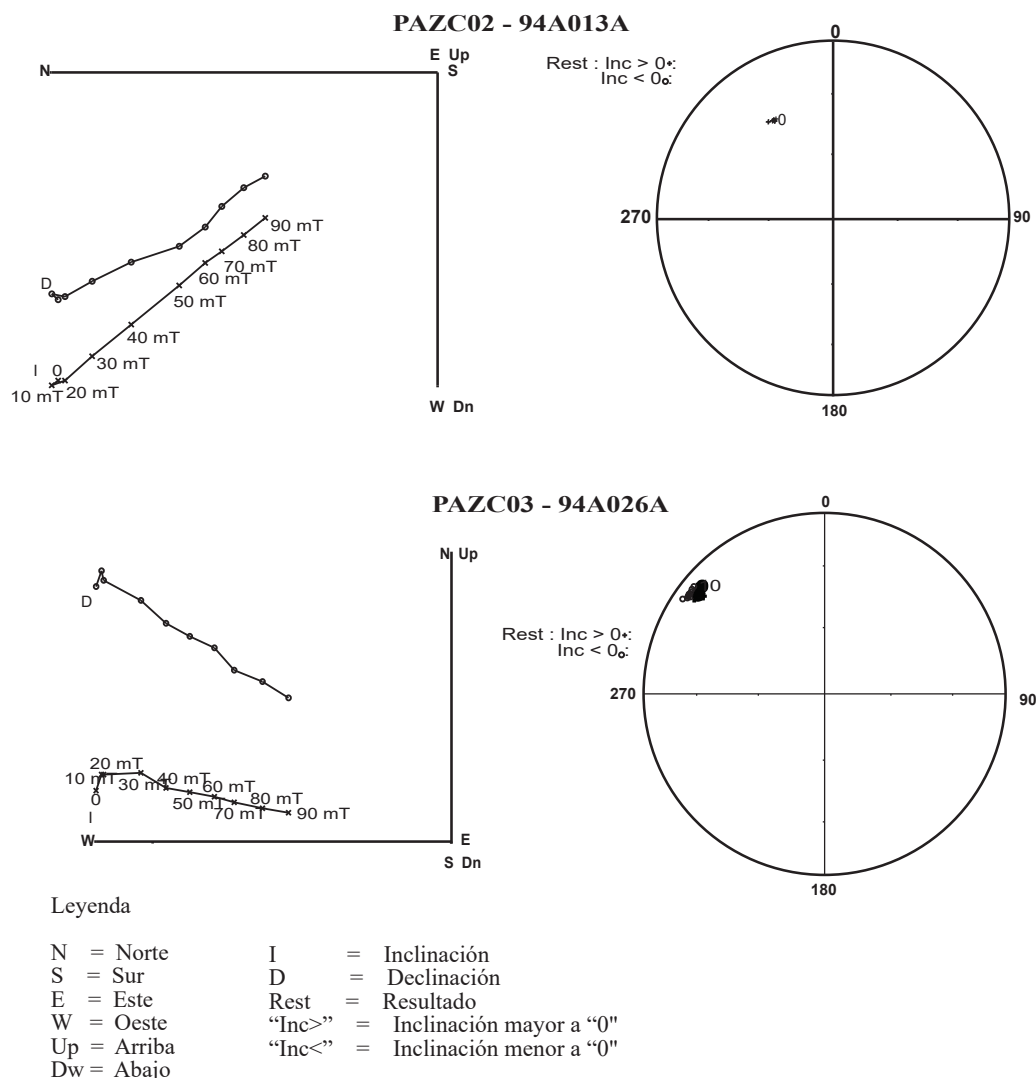


Figura 5. Ejemplos representativos de las curvas ortogonales (también conocidos como diagramas de Zijderveld) obtenidas mediante desmagnetización por campos alternos. Nota: "Up"= parte superior, "Dn" = parte inferior. "Rest :Inc >," = son los resultados de las inclinaciones mayores o menores a "0".

METODOLOGÍA

Los tratamientos magnéticos, así como los experimentos de magnetismo en rocas, se realizaron en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA) del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). La Magnetización Remanente Natural (MRN) fue medida utilizando

Tabla 1. Ubicación y estimación de edades para los flujos de lava analizados según Osorio-Ocampo (2014).

Estructura	Edad A.P.	Clave	Latitud N	Longitud W	Altitud m s.n.m.
Cerro Viejo	> 8,000	PZ1	19°31'18.29"	101°43'51.14"	2,187
Cerro Chendanas	6,790	PZ2	19°31'46.07"	101°43'48.58"	2,187
Cerro La Taza	8,430	PZ3	19°31'50.18"	101°43'51.02"	2,190
Cerro el Frijol	3,230	PZ4	19°27'21.58"	101°32'54.50"	2,402

Nota: "Cerro Viejo", es el nombre que se le asignó a esta estructura en la zona estudiada para fines prácticos. A.P. =Antes del Presente.

un Magnetómetro JR5 marca AGICO, posteriormente se llevaron a cabo tanto desmagnetización por campos alternos como desmagnetización térmica empleando un desmagnetizador modelo GSD-5 (AC *Geophysical Tumbling-Specimen Demagnetizer*) con valores de campo alterno máximo de hasta 90 mT y un desmagnetizador térmico ASC TD-48 de doble cámara con horno hasta valores de temperatura cercanos a 600 °C.

Las componentes de la remanencia para cada muestra y las direcciones paleomagnéticas medias por sitio se determinaron mediante el método de análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) y empleando la estadística de Fisher (1953). En la mayoría de los casos, se observó una sola componente estable (Figura 5) con una magnetización inicial poco significativa de origen probablemente viscoso la cual es fácilmente removida en las primeras etapas de desmagnetización.

Las determinaciones de intensidad absoluta se llevaron a cabo utilizando el método de doble calentamiento tipo "Doble Thellier" (Thellier y Thellier, 1959) modificado por Coe *et al.*, (1978). Los experimentos de calentamiento y enfriamiento se efectuaron en presencia de aire empleando un horno tipo ASC TD-48, mientras que las magnetizaciones remanentes se midieron con un magnetómetro

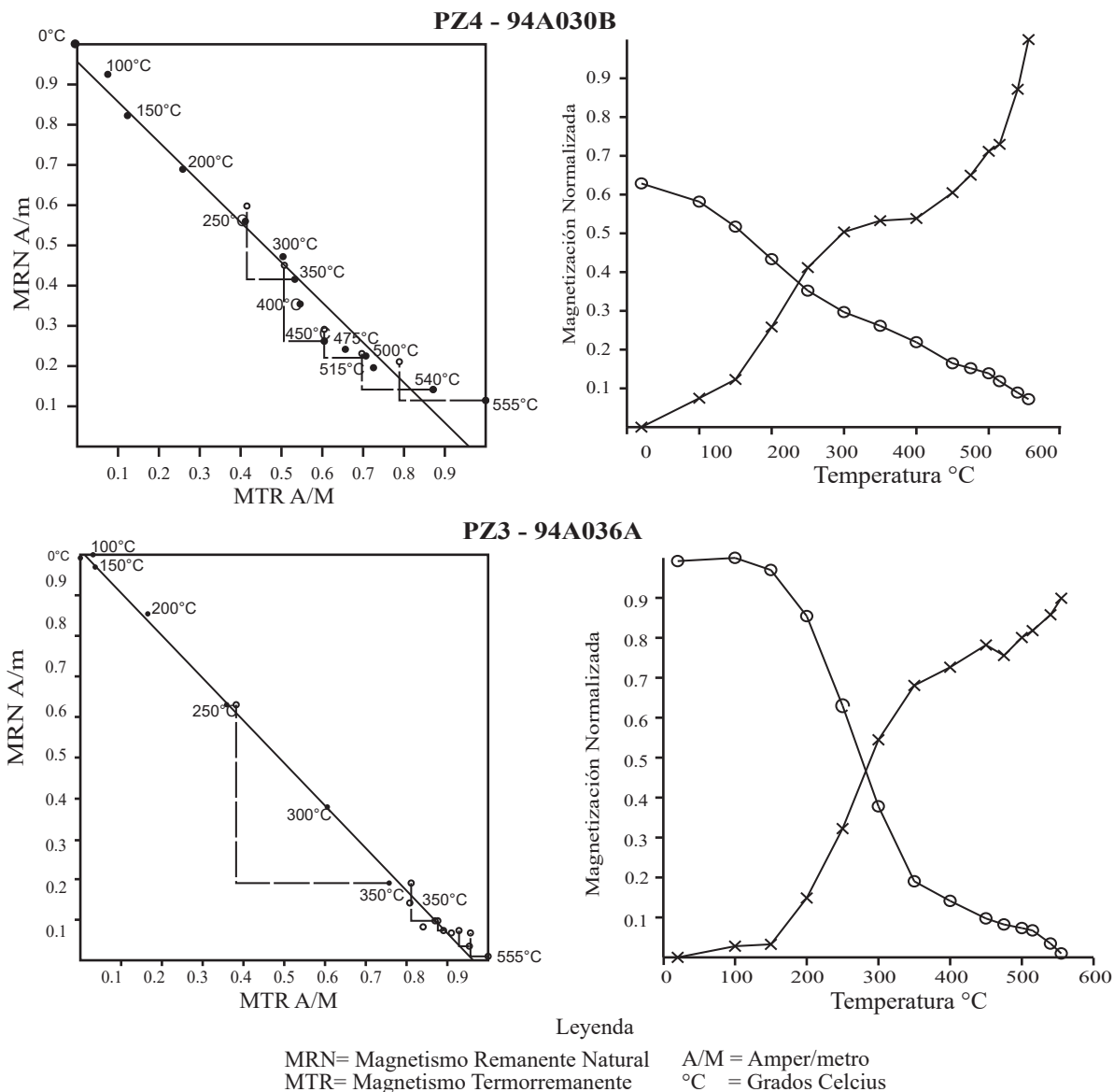


Figura 6. Diagramas de Arai-Nagata de experimentos de paleointensidad absoluta según el método Thellier y Thellier (1959) modificado por Coe (1978). Nota: MRN = Magnetización Remanente Natural; MTR = Magnetización Termorremanente; A/m = Amper/metro.

AGICO JR6. La determinación de la paleointensidad fue realizada en 14 pasos de temperatura, desde la temperatura ambiente hasta temperaturas en las que la remanencia magnética de las muestras estaba casi completamente desbloqueada (típicamente hasta los 560 °C y ocasionalmente hasta los 580 °C).

La reproducibilidad entre dos calentamientos a la misma temperatura fue siempre menor a 2 °C, la intensidad del campo de laboratorio se estableció con un valor fijo de 40 μ T y se mantuvo con una precisión mejor que 0.1 μ T. Durante el experimento (Figura 6) se realizaron múltiples calentamientos de control también llamados 'pTRM checks'.

Para considerarse confiables a las determinaciones de paleointensidad, cada una de estas debe de satisfacer los siguientes requisitos (Goguitchaichvili *et al.* 2012): (1) En la curva de Arai-Nagata (desmagnetización NRM/adquisición TRM) el número de puntos alineados debe ser mayor a cinco. (2) El factor de calidad f debe ser mayor a la tercera parte de la remanencia inicial. (3) El factor debe ser mayor a

cinco $q > 5$. (4) Los diagramas Arai-Nagata no deben presentar forma cóncava en ninguna de sus secciones.

Determinación de edades de los flujos estudiados

Para hacer una determinación de la edad de formación de roca volcánica, las componentes de su magnetización remanente (declinación, inclinación e intensidad) se comparan con una Curva de Referencia de Variación Paleosecular (PSVC por sus siglas en inglés), la cual puede ser completada por curvas generadas por modelos sintéticos regionales PSVCs (Pavón-Carrasco *et al.*, 2011; 2014).

Si a escala regional el comportamiento del campo geomagnético está bien definido para la zona de estudio, puede utilizarse una PSVCs para estimar la edad en la que podría situarse a la unidad geológica estudiada. Los PSVCs utilizados en este trabajo fueron publicados por Pavón-Carrasco *et al.* (2011; 2014) y proporcionan un valor promedio

de cada elemento del campo geomagnético (declinación, la inclinación o intensidad) a un nivel de confianza del 95%.

Al inicio del desarrollo de esta herramienta se utilizó para modelos de hasta 8,000 años siguiendo la metodología descrita por Lanos (2004), en donde se utilizan las funciones de densidad de probabilidad de los tres elementos del campo geomagnético: declinación, inclinación e intensidad. Estos modelos se construyeron a partir de los datos disponibles en ese momento, sin embargo, después de aplicar filtros y criterios de calidad a los datos utilizados, la cantidad total de datos utilizados pasó de 13,239 (3,780 declinación, 5,191 inclinación y 4,322 de intensidad) a 12,779 (3,639 declinación, 4,960 inclinación, y 4,180 de intensidad) (Pavón-Carrasco, 2014).

La base de datos en la que se basa el modelo utilizado en este trabajo fue tomada de GEOMAGIA50v3 e incluye tanto datos arqueomagnéticos como datos provenientes de lavas (Pavón-Carrasco *et al.*, 2014). Mediante el análisis por armónicos esféricos (SHA), el potencial del campo geomagnético interno puede establecerse como:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = a \sum_{n=1}^{N_t} \sum_{m=0}^n \sum_{q=1}^Q \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta) (g_{n,q}^m(t) \cdot \cos m\lambda + h_{n,q}^m(t) \cdot \sin m\lambda) \quad (1)$$

Donde a es el promedio del radio de la Tierra, P_n^m son las funciones asociadas de Legendre con grado entero n y clase entera m , $\cos m\lambda$ y $\sin m\lambda$ funciones de Fourier y los índices N y Q son los grados máximos de las expansiones espaciales y temporales, respectivamente. $g_{n,q}^m(t)$ y $h_{n,q}^m(t)$ son los coeficientes armónicos esféricos de Gauss dependientes del tiempo, (Pavón-Carrasco, 2014).

Pavón-Carrasco *et al.* (2014), mencionan que en estudios paleomagnéticos, los elementos comúnmente medidos del campo geomagnético, declinación, inclinación e intensidad (D , I y F respectivamente), no pueden expresarse como una combinación lineal de los coeficientes de Gauss y por esta razón cualquier elemento escalar del campo geomagnético d puede expresarse como una función f no lineal que se relaciona con la ecuación 1 y depende de los coeficientes de Gauss dependientes del tiempo de la siguiente forma:

$$d = f(\vec{m}) + \varepsilon \quad (2)$$

En donde el vector \vec{m} contiene todos los coeficientes de Gauss y ε es el error que se asume como de Gauss. Para encontrar el conjunto óptimo de coeficientes dependientes del tiempo, se aplica el método de inversión iterativo de mínimos cuadrados ponderados de Newton-Raphson (Gubbins y Bloxham, 1985; Pavón-Carrasco *et al.*, 2014):

$$\vec{m}_{i+1} = \vec{m}_i + (\hat{A}_i^T \hat{C}_e^{-1} \hat{A}_i + \alpha \hat{\Psi} + \tau \hat{\Phi})^{-1} \times (\hat{A}_i^T \hat{C}_e^{-1} \hat{y}_i - \alpha \hat{\Psi} \cdot \vec{m}_i - \tau \hat{\Phi} \cdot \vec{m}_i) \quad (3)$$

Donde \hat{A}_i es la matriz de parámetros que depende de las funciones SH en espacio y tiempo (es la llamada matriz de *Frechet*) y \hat{A}_i^T es la transpuesta de \hat{A}_i , \hat{C}_e es el error de la matriz de covarianza. En lo que respecta a \hat{y}_i , este es el vector de las diferencias entre los datos de entrada y los datos modelados para la i -enésima iteración. $\hat{\Psi}$ y $\hat{\Phi}$ son matrices de regularización espacio-temporales, con los parámetros de amortiguación α y τ . El índice i indica el número de iteraciones.

El nuevo modelo global se llama SHA.DIF.14k, donde el término "SHA" indica la técnica matemática utilizada. Se nombra al modelo como SHA de continuidad con trabajos anteriores sobre los modelos regionales (Pavón-Carrasco *et al.*, 2011) para mantener la misma nomenclatura, "DIF" se refiere a los elementos del campo geomagnético, y "14k" indica que la validez del modelo cubre 14 ka (los últimos 14,000 años). Se necesita un total de 6 iteraciones para obtener el modelo final. Todos los datos de entrada que se sitúan dentro de una

superficie esférica de 1,500 kilómetros de radio con centro en cada sitio, fueron llevados al punto de referencia utilizando el método del polo geomagnético virtual (VGP, Noel y Batt, 1990).

Para poder determinar las edades para cada flujo, se tomaron los promedios de los datos obtenidos en los análisis de paleodirecciones y paleointensidades (Tabla 2).

RESULTADOS

Cerro Viejo

Aunque no se cuenta con una edad absoluta para la estructura del Cerro Viejo, se considera como la más antigua estudiada en este trabajo, tomando en cuenta su relación estratigráfica (Plioceno-Pleistoceno). Presenta una morfología de domo con flujos de lava que se distribuyen de manera concéntrica los cuales están cubiertos por los depósitos de caída del Cerro Chenadas y La Taza (Osorio-Ocampo, 2014).

En este sitio los resultados fueron muy particulares ya que reflejan una polaridad magnética Inversa: $D=194.6^\circ$, $I=-27.2^\circ$, $\alpha95=3.7^\circ$, $k=37$, Intensidad = $75.39 \pm 5.96 \mu T$ (Tabla 2), a diferencia de las demás estructuras que presentan una polaridad Normal. Debido a esto, no fue posible utilizar el método propuesto en este sitio ya que, dada esta polaridad, la edad más probable se encuentra entre 45,000 y 39,000 años A.P. dentro del Cron de Brunhes, Subcron Laschamp. Este subcron fue descrito por primera vez en el año de 1960 en un macizo rocoso de la parte Central de Francia, siendo hasta ahora uno de los mejor documentados en todo el mundo (Gogitchaichvili *et al.*, 2009).

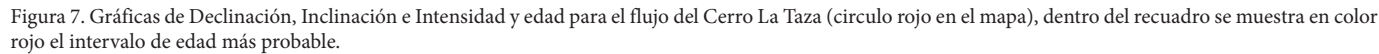
Cerro La Taza

El volcán La Taza presenta flujos de lava de color gris oscuro distribuidos hacia el norte y este del área de estudio. Sobre estos flujos está construido un cono cinerítico con morfología cónica conformado por depósitos de caída (Osorio-Ocampo, 2014). Este volcán fue fechado por Hasenaka y Carmichael en 1985a donde encontraron una edad de 8,430 años A.P.

Los datos paleomagnéticos resultantes utilizados para la datación fueron: $D=327.6^\circ$, $I=13.7^\circ$, $\alpha95=4.8^\circ$, $k=181$, Intensidad = $50.86 \pm 0.9 \mu T$ dando como resultado una edad aproximada entre 6,461 años A.C. y 6,442 años A.C. como se muestra en la Figura 7. Para esta estructura existe una edad propuesta por Hasenaka y Carmichael (1985a), y mencionada por Corona-Chávez y otros (2006), que es de 8,430 años A.P. realizando el ajuste como en el caso anterior para la corrección radiométrica, se obtiene una edad de 8,402 años A.P. En la Figura 8 se muestra la distribución de los flujos de este sitio, siendo el flujo 1 el que se utilizó para este trabajo.

Tabla 2. Datos paleomagnéticos promedio e intensidad absoluta de cada flujo. N es el número de especímenes utilizados en el cálculo; A95 es el ángulo del 95% de confianza y k es el parámetro de precisión de la estadística de Fisher (1953).

Sitio	Cálculos datación						
	N	Declinación	Inclinación	A95	k	Intensidad μT	Incertidumbre
Cerro Viejo	8	194.6°	-27.2°	9.2°	37	75.4	6.0
Cerro Chendanas	8	334.3°	42.4°	7.6°	33	90.5	3.4
Cerro La Taza	8	327.6°	13.7°	4.8°	181	50.9	0.9
Cerro el Frijol	8	346.3°	22.7°	9.6°	27	40.1	4.4



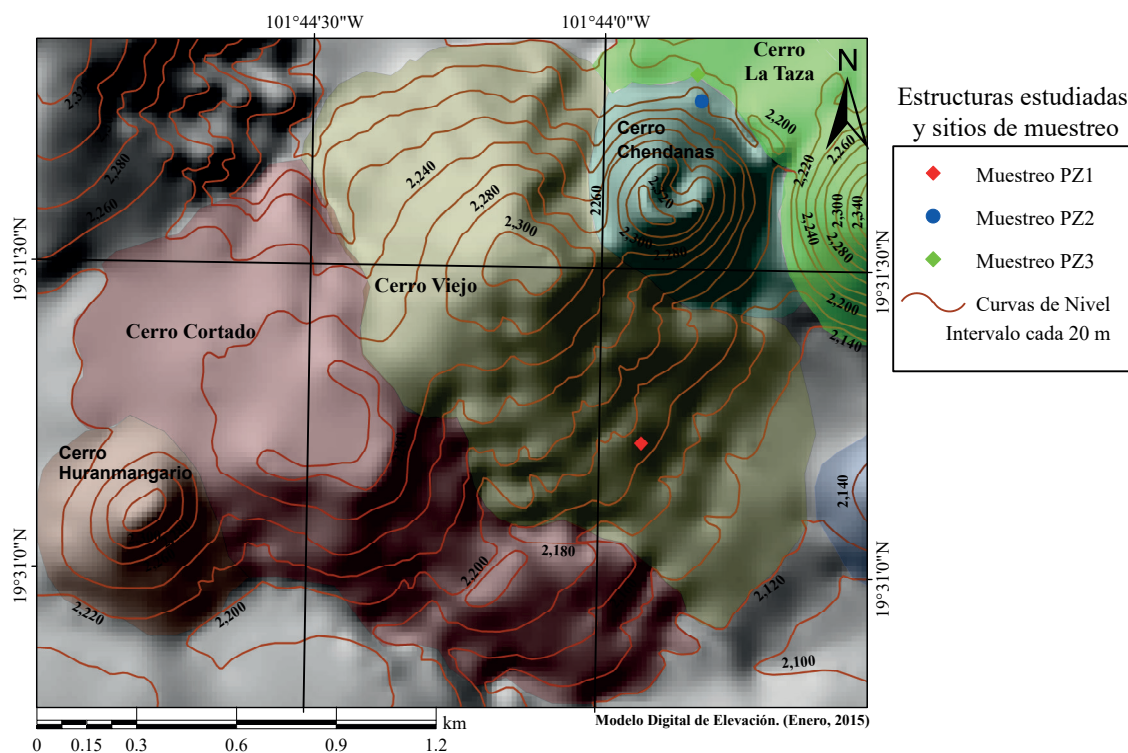


Figura 9. Estructuras volcánicas asociadas a los flujos estudiados Cerro La Taza.

Cerro Chendanas

Pertenece al cono cinerítico más joven del área de estudio (6,790 A.P.; Osorio-Ocampo, 2014). La primera fase de este volcán es piroclástica y está constituida por los depósitos de caída que construyeron el cono, la última fase es efusiva y está representada por flujos de lava que se distribuyen hacia el norte cubriendo las lavas del volcán La Taza (Figura 9). En la parte sureste del cono se observan lahares de color amarillo que sobreyacen los depósitos esta estructura y parte de los depósitos de La Taza (Osorio-Ocampo, 2014).

Los resultados de las paleodirecciones presentan una dispersión moderada, con polaridad magnética Normal por lo que fue posible establecer una edad probable al emplazamiento. Los datos resultantes fueron: $D = 334.3^\circ$, $I = 42.4^\circ$, $\alpha_{95} = 7.6^\circ$, $k = 33$; dando como resultado una edad aproximada entre: 9,109 años A.C. y 9,070 A.C. como se muestra en la Figura 10. (Nota: no se tomaron en consideración los datos de intensidad, ya que estos presentaron un valor anormalmente alto). Adicionalmente se calcula el promedio de las edades resultantes por el método paleomagnético y se agrega 1950 años ya que este año es el que se toma como referencia para los fechamientos radiométricos y con la simbología A.P. (antes del presente) lo que resulta en una edad de 11,039 años A.P.

Flujo Cerro El Frijol

El Frijol es el volcán en escudo más joven del área y está ubicado hacia el sureste del Lago de Pátzcuaro (3,230 A.P.; Osorio-Ocampo, 2014). Morfológicamente presenta una base amplia de unos 7 km aproximadamente con pendientes suaves y un cráter alargado en dirección E-W. Los datos paleomagnéticos resultantes utilizados para la datación fueron: $D = 346.3^\circ$, $I = 22.7^\circ$, $\alpha_{95} = 9.6^\circ$, $k = 27$, Intensidad = $40.12 \pm 4.4 \mu\text{T}$; dando como resultado una edad aproximada entre 2,027 años A.C. y 1,886 años A.C., como se muestra en la Figura 11. Luego de realizar el ajuste para la corrección radiométrica, se obtiene una edad de 3,906 años A.P.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La geología y estratigrafía de la zona del volcán La Taza ubicado al oeste y el Volcán Frijol al sureste del Lago de Pátzcuaro, respectivamente, fue realizada recientemente por Osorio-Ocampo, (2014). La autora definió que el vulcanismo en la zona inició con la emisión del volcán La Taza hace 8,430 años A.P. (Hasenaka y Carmichael, 1985b) (6,461 años A.C. a 6,442 años A.C. según fechamiento arqueomagnético), seguido del emplazamiento del volcán Cerro Chendanas hace 6,790 A.P. (11,039 A.P.) y concluyó con la formación del volcán El Frijol hace 3,230 A.P. (3,906 A.P.). Se puede deducir de los resultados obtenidos en este trabajo, los fechamientos arqueomagnéticos, son relativamente cercanos a los obtenidos con el método de ^{14}C por Osorio-Ocampo (2014) para las estructuras de los volcanes La Taza y el Frijol, exceptuando las edades de 45,000 y 39,000 años A.P. del volcán Cerro Viejo. Es muy importante señalar que la edad obtenida con el método ^{14}C corresponde a la formación del suelo previo al momento de la erupción mientras que la edad encontrada mediante el método arqueomagnético corresponde a la edad de la formación y enfriamiento de la lava y en consecuencia es mas cercana al momento de la erupción.

La aplicación del método de fechamiento arqueomagnético utilizando el modelo SHADIF14K a los flujos de lavas ubicados al oeste y al sureste del Lago de Pátzcuaro arrojó resultados favorables ya que las edades encontradas concuerdan razonablemente bien con las edades ya publicadas mediante el método de ^{14}C . La diferencia observada en la edades obtenidas por ambos métodos se debe al hecho de que las edades obtenidas por medio del método de ^{14}C representan la edad del carbón asociado a la formación de suelos y no necesariamente corresponde a la edad de la roca estudiada, mientras que la edad obtenida mediante el método arqueomagnético corresponde al momento de la formación de la roca, es decir, al momento de enfriamiento del flujo de lava. Por lo tanto, la metodología de fechamiento arqueomagnético proporciona una determinación más precisa de la edad del momento de

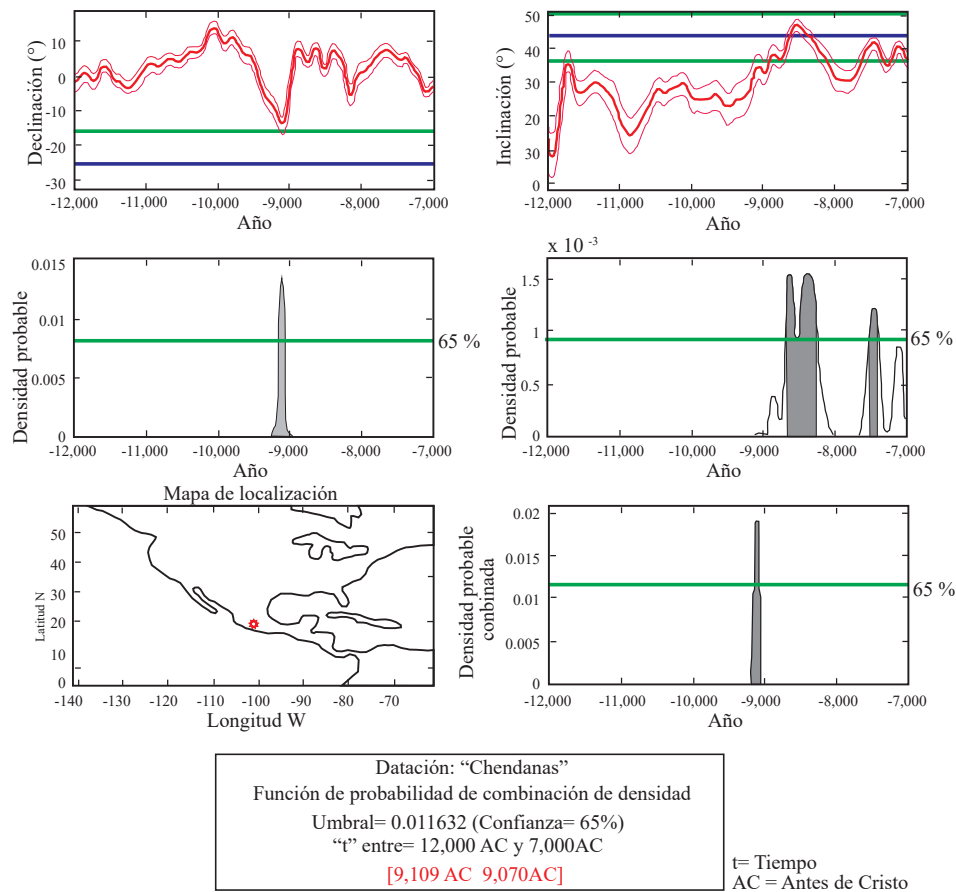


Figura 10. Gráficas de Declinación, Inclination e Intensidad y edad para el flujo del Cerro Chendanas (circulo rojo en el mapa), dentro del recuadro se muestra en color rojo el intervalo de edad más probable.

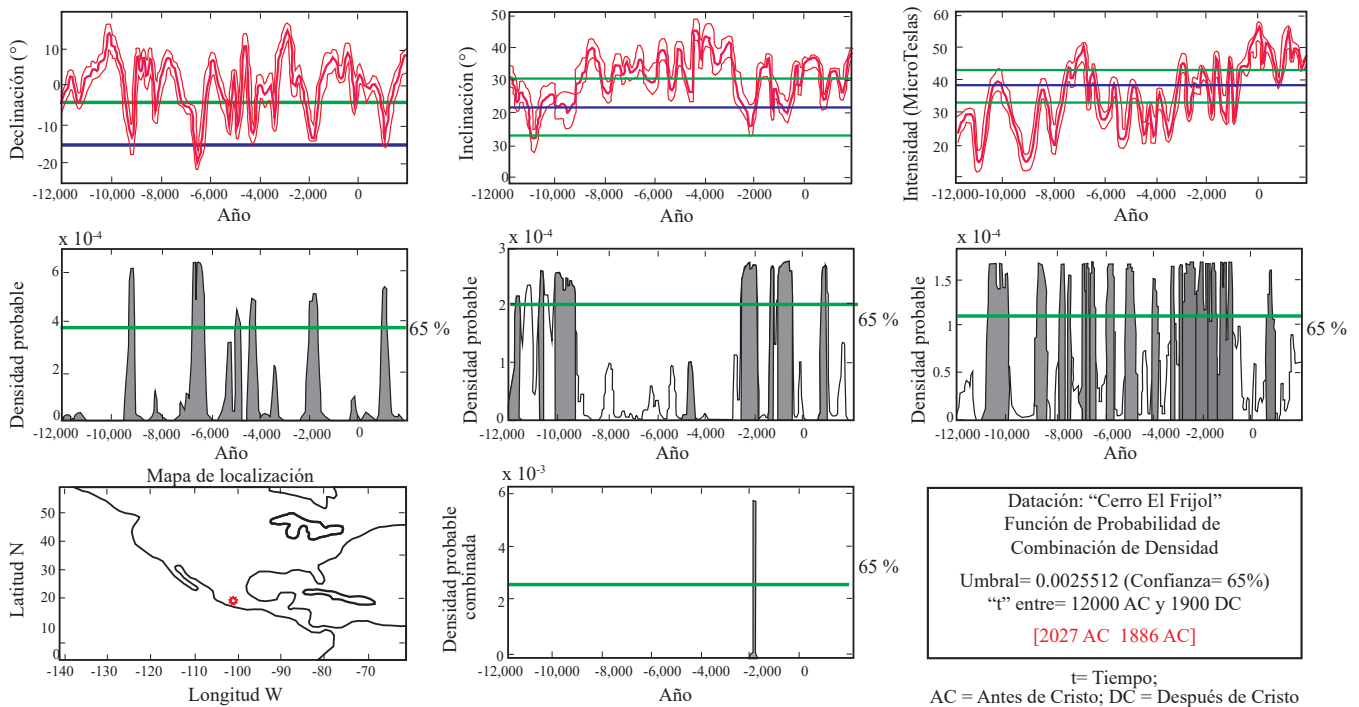


Figura 11. Gráficas de Declinación, Inclination e Intensidad y edad para el flujo del Cerro El Frijol (circulo rojo en el mapa), dentro del recuadro se muestra en color rojo el intervalo de edad más probable.

enfriamiento del flujo de lava. En el caso del CVMG en donde menos del 75% de los volcanes han sido fechados, el método arqueomagnético puede proveer fechamientos precisos de bajo costo comparado con otros métodos de fechamiento.

En el caso del flujo de lava del Cerro Viejo la datación arqueomagnética no es confiable ya que no hay ninguna evidencia contundente sobre la existencia de campo geomagnético invertido o transicional durante los últimos 14,000 años (el alcance de modelo SHADIF14K). Tomando en cuenta las consideraciones geológicas y vulcanológicas (Osorio-Ocampo, 2014) es poco probable que este flujo se haya formado durante el Cron Matuyama de polaridad invertida (entre aproximadamente 2.4 y 0.78 Ma). De manera especulativa, Cerro Viejo podría pertenecer al evento geomagnético corto denominado Laschamp de polaridad intermedia o invertida cuya duración se estima de 45,000 a 39,000 A.P.

AGRADECIMIENTOS

Autores agradecen el apoyo del proyecto UNAM-PAPIIT IN105124 y CONACyT 252149. Miguel Cervantes Solano agradece el apoyo parcial del proyecto UNAM-PAPIIT IA104215.

REFERENCIAS

- Corona-Chávez, P., Salas, M.R., Monroy, V.H., Alcántara, I.I., Cruz, R.L., Bermea, O.M., Álvarez, E.H., 2006, Asimilación de Xenolitos graníticos en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 233-245.
- Chacón-Torres, A.C., Ayala-Ramírez, G.L., Rendón-López, M.B., Rosas-Monge, C., Ruiz-Sevilla, G., 2004, Humedales del Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México: Convención de Humedales RAMSAR, Ficha Informativa RAMSAR (FIR), 13pp.
- Chevrel, M.O., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2015, The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards: *The Holocene*, 26 (3), 471-488.
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016, The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology: *Bulletin of Volcanology*, 78 (4), 1-28.
- Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978, Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low: *Journal of Geophysical Research*, 83 (B4), 1740-1756.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista*, 2(2), 172-187.
- Demant, A., 1982, Interpretación del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista*, 5(2), 217-222.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere, *en* *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*: London, United Kingdom, The Royal Society of London, 295-305.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szyrkaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora Chaparro J.C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico: *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335.
- Goguitchaichvili, A., 1999, A simple, alternative presentation of paleomagnetic demagnetization data: *Geofísica Internacional*, 38(4), 285-290.
- Goguitchaichvili, A., Martin-Del Pozzo, A.L., Rocha-Fernandez, J.L., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, A.M., 2009, Paleomagnetic and rock-magnetic study on volcanic units of the Valsequillo Paleomagnetic and rock-magnetic study on volcanic units of the Valsequillo: *Earth Planets Space*, 61(1), 205-211.
- Goguitchaichvili, A., Laporte, D., Morales, J., Acosta, A., 2012, Archaeointensity of the Earth's Magnetic Field retrieved from Pampean Ceramics (South America): *Archaeometry*, 54(2), 213-224.
- Gubbins, D. Bloxham, J., 1985, Geomagnetic field analysis -III. Magnetic fields on the core-mantle boundary: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 80 (3), 695-713.
- 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), 97-112.
- 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 (5), 1187-1211.
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., 2014, The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between The Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 128-147.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S., 1985a, 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), 105-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985b, A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico: *Geofísica Internacional*, 24(4), 577-607.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: *Petrology and Chemistry: Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.
- Hasenaka, T., Ban, M., Granados, H.D., 1994, Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs. cinder cones: *Geofísica Internacional*, 33(1), 125-138.
- Kirschvink, J.L., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 62(3), 699-718.
- Lanos, P., 2004, Bayesian inference of calibration curves: Application to archaeomagnetism, *en* Buck, C., Millard, A. (eds.), *Tools for Constructing Chronologies: Lecture Notes in Statistics*, Springer-Verlag, London, 43-82.
- Luhr, J., Simkin, T., 1993, *Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield*: United States, US Geoscience Press, 427 pp.
- Mercado-Vargas, H., Palmerín-Cerna, M., 2012, El estado de Michoacán y sus regiones turísticas. Morelia, Michoacán de Ocampo, México: Fundación Universitaria Andaluza Inca Garcilaso para eumed.net.
- Noel, M., Batt, C.M., 1990, A method for correcting geographically separated remanence directions for the purpose of archaeomagnetic dating: *Geophysical Journal International*, 102(3), 753-756.
- Osorio-Ocampo, L.S., 2014, Evolución espacio temporal del vulcanismo alrededor del lago de Pátzcuaro: Michoacán, México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Posgrado en Geociencias y Planificación del Territorio, Tesis de Maestría, 100 pp.
- Ownby, S.E., Granados, H.D., Lange, R.A., Hall, C.M., 2007, Volcán Tancitaro, Michoacán, Mexico, ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on its history of sector collapse: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16 (1), 1-14.
- Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011, Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancitaro-Nueva Italia region of the central Mexican arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123 (1-2), 274-294.
- Pavón-Carrasco, F.J., Rodríguez-González, J., Osete, M.L., Torta, J.M., 2011, A Matlab tool for archaeomagnetic dating: *Journal of Archaeological Science*, 32(8), 408-419.
- Pavón-Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., Santis, A.D., 2014, A geomagnetic field model for the Holocene based on archaeomagnetic and lava flow data: *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 98-109.
- Pérez-Rodríguez, N., Morales-Contreras, J., García-Tenorio, F., Gogishaishvili, A., 2015, Fechamiento arqueomagnético de las últimas tres erupciones plinianas del volcán Popocatepetl, *en* Rapalini, A.E., Caballero-Miranda,

- C., Gogichaishvili, A. (eds.), Proceedings São Paulo, Brasil, Latinmag Letters, Special Issue, 6, C11, 1-7.
- Pola, A., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Osorio-Ocampo, S., Cardona-Melchor, S., 2014, Successive collapses of the El Estribo volcanic complex in the Pátzcuaro Lake, Michoacán, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 289, 41-50.
- Pola, A., Macías, J.L., Osorio-Ocampo, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Martínez-Martínez, J., 2015, El Estribo Volcanic Complex: Evolution from a shield volcano to a cinder cone, Pátzcuaro Lake, Michoacán, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303, 130-145.
- Thellier, E., Thellier, O., 1959, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique: Annales de Géophysique, 15, 285-376.
- Tauxe, L., 2010, Essentials of Paleomagnetism: United States, University of California Press, 489 pp.
- Williams, H., 1950, Volcanoes of the Parícutín region: United States, Geological Survey Bulletin, 965B, 165-279.
- Zijderveld, J., 1967, A.C. Demagnetization of rocks: analysis of results, *en* Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S. K. (eds.), Methods in Paleomagnetism: Elsevier, New York, 254-286.
- Manuscrito recibido: Febrero 10, 2016
Manuscrito corregido recibido: Mayo 27, 2016
Manuscrito aceptado: Mayo 27, 2016