



80

ANIVERSARIO
DEL **PARÍCUTIN**

GUÍA DE CAMPO

Guía de campo al
volcán Parícutin por
la ruta a caballo



Guías: Xavier Bolós, Patricia Larrea Márquez, Marie-Noëlle Guilbaud,
Sergio Salinas Sánchez y Claus Siebe

Instituto de Geofísica
UNAM

Guía de campo al volcán Parícutin por la ruta a caballo

Guía de campo al volcán Parícutin por la ruta a caballo

Xavier Bolós¹, Patricia Larrea Márquez², Marie-Noëlle Guilbaud³, Sergio Salinas Sánchez⁴, Claus Siebe³

Editor académico
Peter Schaaf

Editora técnica
Andrea Rostan Robledo

Maquetación
Vanesa Gómez Vivas

Archivos finales
Samantha Fernanda Pita Uraga

Primera edición: 04 de Noviembre de 2024 D.R. ©
Universidad Nacional Autónoma de México
Av. Universidad No. 3000, Col. Copilco, Alcaldía Coyoacán,
C.P. 04510, CDMX.

ISBN: 978-607-30-9594-5

Esta edición y sus características son propiedad de la Universidad Nacional Autónoma de México.
Prohibida la reproducción total o parcial por cualquier medio sin la autorización escrita del titular
de los derechos patrimoniales. Impreso y hecho en México.

Guía de campo al volcán Parícutin por la ruta a caballo

Guía de campo de la excursión asociada al congreso

“Celebración del 80 aniversario del volcán Parícutin: preservar nuestro patrimonio y prepararnos para futuras erupciones”

Xavier Bolós¹, Patricia Larrea Márquez², Marie-Noëlle Guilbaud³, Sergio Salinas Sánchez⁴, Claus Siebe³

¹ Geoscience Barcelona (GEO3BCN), CSIC, Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Catalonia, Spain. xbolos@geo3bcn.csic.es

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile. patricia.larrea@uchile.cl

³ Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City. marie@igefisica.unam.mx; csiebe@geofisica.unam.mx

⁴ División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. sss@geofisica.unam.mx

RESUMEN

El volcán Parícutin en el centro-oeste de México es uno de los geositos más importantes del país. Parícutin entró en erupción entre 1943 y 1952, siendo así el volcán más joven del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato junto con Jorullo (1759-1774). Ambos, son los únicos volcanes monogenéticos formados desde la conquista española (1519-1521) en el Cinturón Volcánico TransMexicano. Como parte de las actividades por la celebración del 80 aniversario de la erupción del Parícutin, organizamos esta excursión de un día hasta el volcán Parícutin. Los caballos son el medio más fácil y rápido para llegar a la base del cono. Así, en esta excursión llegaremos al volcán a caballo desde el pueblo de Angahuan, bordeando el campo de lava y atravesando los depósitos de ceniza emitidos durante las fases explosivas de la erupción. Tras llegar a la base del cono de escoria, desmontaremos y aseguraremos los caballos bajo la sombra, y luego subiremos a la cumbre. El camino es de ~11 km, y su recorrido toma alrededor de 4 horas, desde Angahuan hasta la cima del cráter. Luego, regresaremos trotando a Angahuan, visitando en el camino las ruinas de la iglesia de San Juan Parangaricutiro.

Introducción

Este viaje de campo fue diseñado como una excursión de 1 día ofrecida a los participantes de la conferencia conmemorando el 80 aniversario del Parícutin (19-24 de febrero de 2023). El Parícutin se encuentra en la región Purépecha y se puede llegar fácilmente por carreteras pavimentadas desde Morelia, la capital del estado de Michoacán en México (Figs. 1 y 2). El pintoresco pueblo de Angahuan es el más cercano al volcán (Fig. 2) y es el lugar donde comenzaremos el recorrido a caballo. Está ubicado a 23 km al noroeste de la ciudad de Uruapan, que se anuncia como la "capital mundial del aguacate". A Uruapan se puede llegar desde Morelia después de un viaje de 111 km (~1:30 horas) tomando la nueva carretera de peaje a través de Pátzcuaro. Las instalaciones de alojamiento son muy limitadas en Angahuan (cabañas en el Centro Turístico de Angahuan), pero Uruapan ofrece múltiples opciones de alojamiento. El área se caracteriza por bosques de pino y roble y plantaciones de árboles de aguacate. Las temperaturas por la noche pueden ser relativamente frías en el área de Parícutin debido a las altitudes elevadas (2400 msnm en Angahuan y 2770 msnm en la cima del cono de Parícutin). Angahuan y otros pueblos de la zona están habitados por comunidades indígenas purépechas, muchas de las cuales aún hablan su idioma nativo.

Esta guía de campo sigue y actualiza dos guías anteriores (Guilbaud *et al.*, 2009; Siebe *et al.*, 2014), que se centraron en varios sitios volcánicos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, incluida el área de Parícutin. Al volcán no se puede llegar por una carretera pavimentada ya que está rodeado por un campo de lavas irregulares, por lo que los caballos son el medio más fácil y rápido para llegar a la base del cono. Por lo tanto, en este viaje de campo llegaremos al volcán rodeando las lavas hacia el oeste y atravesando los depósitos de ceniza de las fases explosivas de la erupción. Luego bajaremos de los caballos y subiremos al cono. Después de descender por sus laderas, trotaremos de regreso a Angahuan, haciendo una parada en las ruinas de la iglesia de San Juan Parangaricutiro antes de llegar al pueblo de Angahuan.

Contexto geológico

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato en el Cinturón Volcánico Transmexicano es uno de los campos monogenéticos más grandes relacionados con un arco continental en la Tierra, con más de 1,200 edificios volcánicos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Valentine y Connor, 2015; Mahgoub *et al.*, 2017). Este campo volcánico contiene abundantes conos de escoria, aproximadamente 300 escudos de volumen intermedio

(10km³), alrededor de 25 cráteres de tipo maar y dos estratovolcanes antiguos y poco estudiados, Tancítaro y Patambán (Ownby *et al.*, 2007; Siebe *et al.*, 2014). El Parícutin (1943-1952) es el volcán más joven de este campo y, junto con el volcán Jorullo (1759-1774), los únicos volcanes monogenéticos formados desde la conquista española (1519-1521) en el Cinturón Volcánico Transmexicano. Sin embargo, es muy probable que ocurrirá otra erupción monogenética en este campo volcánico. En los últimos veinte años, se han producido varios enjambres sísmicos cerca de la región Tancítaro-Parícutin (1997, 1999, 2000, 2006, 2020 y 2021) (Gardine *et al.*, 2011; Jácome-Paz *et al.*, 2022). Por esa razón, recientemente se ha establecido un sistema de monitoreo en el área de Parícutin, que ha proporcionado información crucial sobre los últimos enjambres sísmicos en 2020 y 2021. Este sistema ha detectado alrededor de 100,000 terremotos (Legrand *et al.*, 2023), que se interpretan como el resultado de una apertura de diques por fracturación hidráulica en un dominio frágil (<15 km de profundidad). Con el fin de minimizar la pérdida de vidas y propiedades, es necesario aprender más sobre este tipo de erupciones y los fenómenos de inestabilidad que las preceden. Solo entonces podremos anticipar una erupción y diseñar mejores estrategias preventivas para la mitigación de sus peligros.

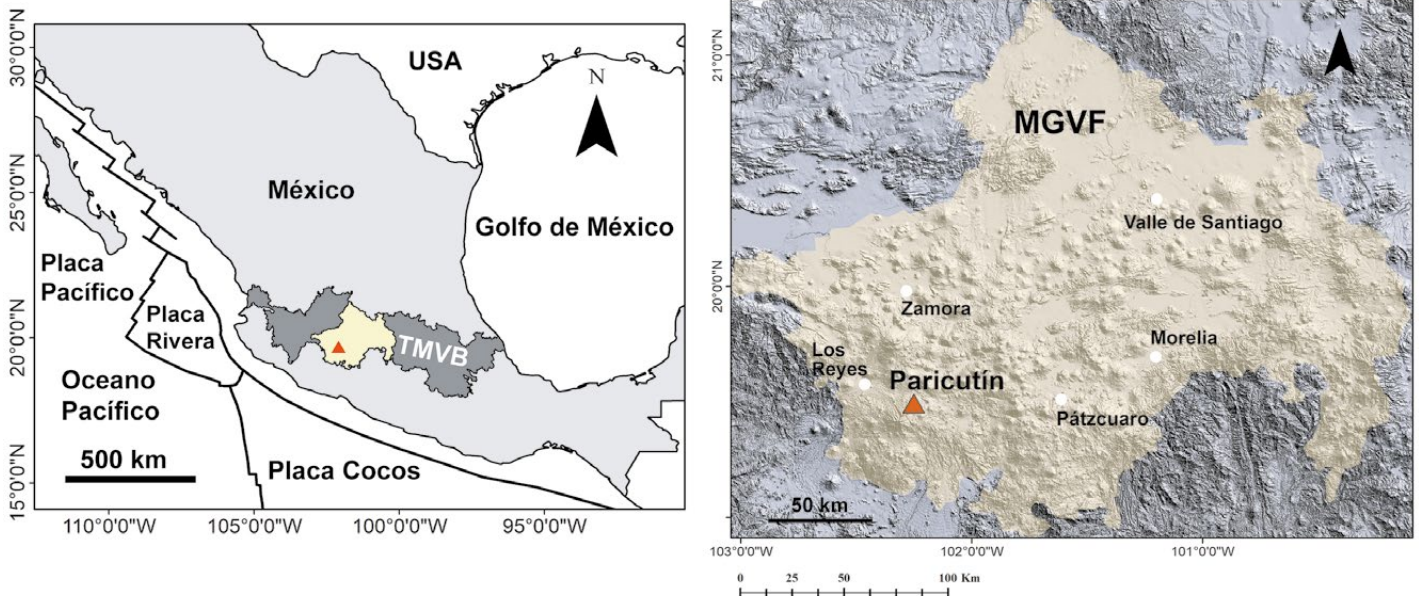


Figura 1. El mapa izquierdo muestra la ubicación del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF) dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB). El mapa derecho es un Modelo Digital del Terreno (MDT) del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (MGVF, área amarilla) que muestra la ubicación del volcán Parícutin (triángulo rojo) y las principales ciudades (puntos blancos).

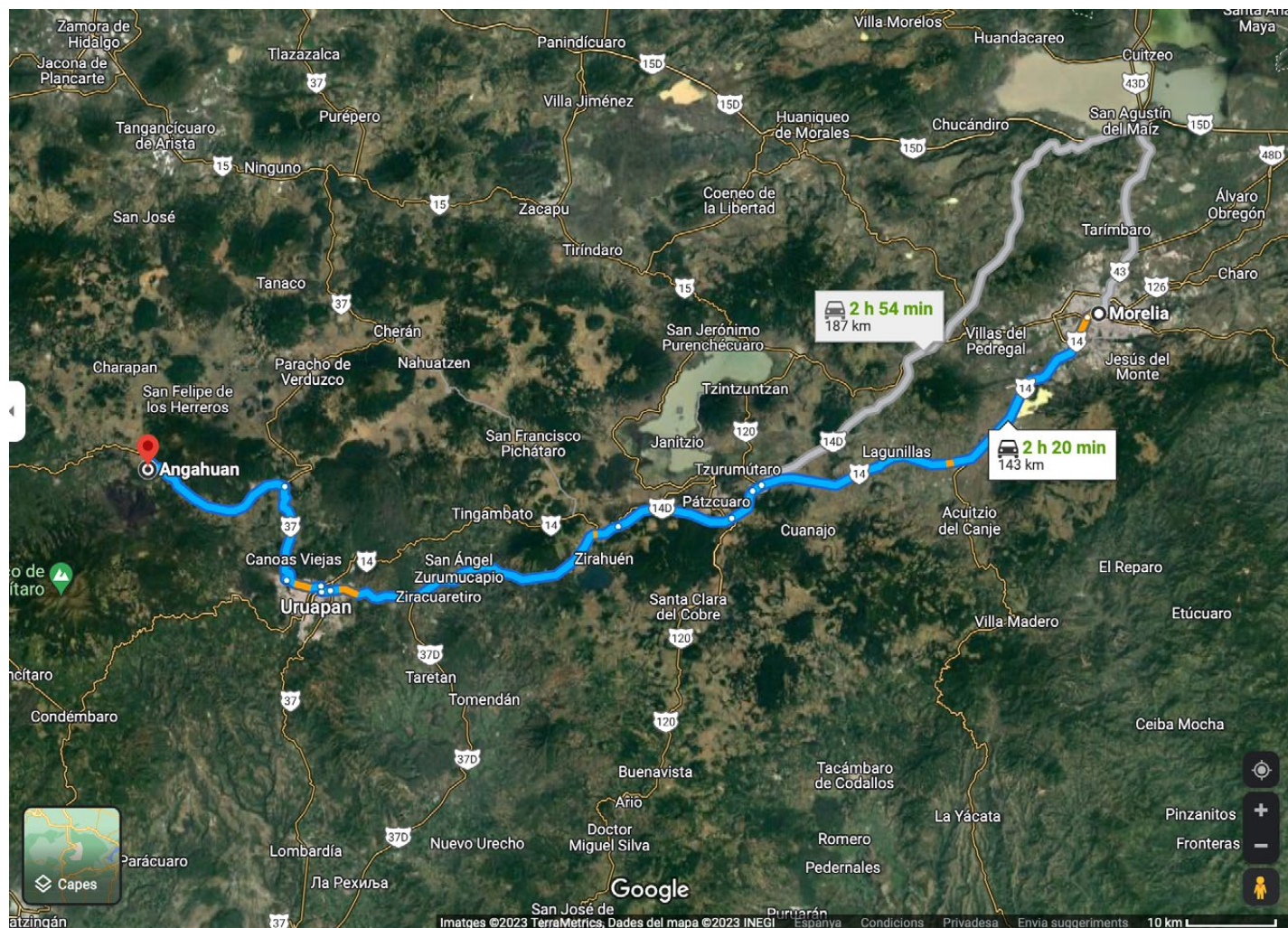


Figura 2. Mapa de carreteras del itinerario desde Morelia hasta Angahuan, mostrando las principales ciudades y pueblos (Google Maps).

La erupción del Parícutin

La erupción de Parícutin fue presenciada inicialmente por habitantes locales y posteriormente por científicos. Este volcán, que hizo erupción en medio de un campo de maíz, se ha convertido en uno de los volcanes monogenéticos más conocidos del mundo (Fig. 3). Su dinámica eruptiva y su composición magmática han sido descritas en numerosos artículos, basados en los detallados relatos de las personas locales, visitantes y científicos que presenciaron la erupción desde el principio hasta el final, proporcionando un valioso registro detallado de una erupción monogenética.

La erupción comenzó el 20 de febrero de 1943 y finalizó el 4 de marzo de 1952 (Wilcox, 1954). Produjo aproximadamente 2.5 km^3 de material (equivalente de roca densa), incluyendo 0.89 km^3 de tefra que formó el cono y la capa de cenizas (Fries, 1953), y 1.64 km^3 de lava (Larrea *et al.*, 2017). El inicio

de la actividad estuvo precedido por 45 días de incremento de la sismicidad regional. El nacimiento del volcán fue presenciado por al menos cuatro personas locales, incluyendo al dueño del campo de maíz. El volcán primero formó una fisura orientada de este a oeste que emitía cenizas, gases ricos en azufre y bombas incandescentes. El cono principal creció rápidamente, alcanzando una altura de 148 m al final del primer mes. La actividad explosiva fue intensa y a menudo estuvo asociada con la efusión de lava desde conductos separados. Fue descrita como "Estromboliana violenta" (MacDonald, 1972; Pioli *et al.*, 2008). Las nubes eruptivas alcanzaron hasta 8 km de altura y cenizas finas que cayeron en lugares distantes, incluyendo la Ciudad de México (350 km al este) durante los primeros días de abril de 1943. La intensidad de la actividad explosiva y el volumen de lava y tefra emitidos, disminuyó gradualmente durante la erupción a medida que el flujo de magma decaía (Fries, 1953).

A lo largo de toda la erupción, un grupo de científicos (Adán Pérez-Peña, Jenaro González-Reyna, Ezequiel Ordóñez, William Foshag, Konrad Krauskopf, Kenneth Segerstrom, Howel Williams, Ray Wilcox, etc.) estudiaron su progresión y proporcionaron mapas que representan el crecimiento secuencial del volcán. Recolectaron muestras in-situ de las tefras y lavas emitidas, tomaron fotografías y filmaron parcialmente la erupción durante los nueve años de actividad eruptiva. Posteriormente, esta información junto con los testimonios de los testigos presenciales, fueron compilados por James Luhr y Tom Simkin en un libro de revisión (Luhr *et al.*, 1993) que se considera la documentación más completa sobre la formación y evolución del volcán Parícutin. Basándose en la dinámica eruptiva y las características químico-estratigráficas de sus productos, esta erupción ha sido dividida por varios autores en tres etapas principales: Etapa I (1943); Etapa II (1943-1946); y Etapa III

(1947-1952) (Luhr, 2001; Pioli *et al.*, 2008; Erlund *et al.*, 2010; Rowe *et al.*, 2011; Bolós *et al.*, 2021).

Etapa I (feb. a jul. de 1943), que produjo el material más máfico ($\text{SiO}_2 < 56\%$ en peso), corresponde al punto culminante de la actividad explosiva con fases de tipo estromboliano violento (Fig. 2A).

Etapa II (ago. 1943-dic. 1946) durante la cual la frecuencia de las explosiones disminuyó, aunque el estilo eruptivo explosivo continuó (Ordóñez, 1945).

Etapa III (ene. 1947-mar. 1952), cuando la actividad eruptiva estuvo dominada por emisiones efusivas de lava andesítica (SiO_2 56.7–61.58 % en peso) (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987; Luhr, 2001; Cebrià *et al.*, 2011). Sin embargo, eventos explosivos esporádicos persistieron, generando fases estrombolianas violentas de corta duración con desgasefacción intensa y emisiones de ceniza (Ordóñez, 1945; Luhr and Simkin, 1993; Pioli *et al.*, 2008).

Las tefras y lavas emitidas evolucionaron con el tiempo desde basáltico-andesítica hasta andesita (53-60.5% en peso de SiO_2) (Larrea *et al.*, 2019). Varios estudios sobre la petrología y características geoquímicas de las lavas, tefras y xenolitos, junto con estudios de inclusiones de fundido, propusieron que la contaminación cortical fue un proceso importante en la petrogénesis de los magmas de Parícutin (por ejemplo, Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987; Luhr, 2001; Erlund *et al.*, 2010; Cebrià *et al.*, 2011; Rowe *et al.*, 2011). Estos estudios llevaron a la idea de que el Parícutin representa un ejemplo clásico de cristalización fraccionada por asimilación (AFC) en un entorno de un arco de subducción calcoalcalino. Sin embargo, un estudio multi-isotópico de los productos de Parícutin realizado por Larrea *et al.* (2019) reveló que las variaciones composicionales no concuerdan con una significativa asimilación cortical. En cambio, la variabilidad geoquímica de Parícutin se explica por una combinación de grados variables de cristalización fraccionada de magmas producidos por la fusión de un manto heterogéneo metasomatizado (Larrea *et al.*, 2019). Además, estudios recientes de la química mineral y los tiempos de difusión de olivino realizados por Albert *et al.* (2020) y Larrea *et al.* (2021) revelaron la existencia de



Figura 3. Erupción de Parícutin (foto de Hugo Brehme).

un régimen de magma convectivo durante las primeras semanas/meses de la erupción ("etapa de apertura"), con grandes gradientes de temperatura y fugacidad de oxígeno caracterizados por escalas de tiempo cortas (unos pocos días), seguido por un régimen de magma más estable con escalas de tiempo más largas (unos pocos meses), que incluye recargas periódicas de magma, mezcla y cristalización fraccionada.

La erupción tuvo importantes impactos sociales y económicos, ya que dos pueblos, San Juan Parangaricutiro (con 4000 habitantes) y Parícutin (con 733 habitantes), así como un total de 24.8 km² de tierra, fueron

sepultados bajo la lava (Luhr *et al.*, 1993). La vegetación fue completamente destruida en un área de 300 km², ya que quedó cubierta por más de 15 cm de ceniza, lo cual tuvo un gran impacto en la ecología y la agricultura (Luhr *et al.*, 1993). Además, tres años después del inicio de la erupción (1946), según lo identificado por Segerstrom (1950), se produjeron varios tipos de erosión en los depósitos piroclásticos, deslizamientos de tierra, flujos de lodo, erosión por agua (por ejemplo, surcos de erosión) y erosión por viento (por ejemplo, ondulaciones y dunas). Los procesos de erosión en masa y erosión por agua ocurrieron principalmente durante

la temporada de lluvias, que dura de mayo a octubre, produciendo eventualmente lahares importantes que se dirigieron hacia el noroeste a través del pueblo de Los Reyes (Segerstrom, 1950, 1960). Por otro lado, la erosión por viento actuó principalmente durante la temporada seca, que abarca de noviembre a abril. La interacción de estos factores externos con los depósitos de caída de ceniza generó una compleja intercalación de sedimentos. Por lo tanto, la erupción de Parícutin y sus sedimentos asociados proporcionan un buen ejemplo de la amplia gama de procesos sedimentarios sin- y post-deposicionales relacionados con erupciones ricas en ceniza.

Ruta a caballo hacia el Parícutin y geo-paradas

Esta excursión comienza en el centro de visitantes de Angahuan. El camino utilizado para llegar al borde del cono tiene una longitud de aproximadamente 11 km y una duración de alrededor de 4 horas (Fig. 4).

La primera parada es una vista panorámica de Parícutin y su campo de lava desde una terraza frente a la cafetería en el Centro Turístico de Angahuan (Fig. 5). Después de un paseo a caballo de aproximadamente 3 horas, llegamos a la base oeste del cono. Una vez desmontados y con los caballos asegurados bajo la sombra de un grupo de pinos, se puede subir al cono en un tiempo de 30 a 60 minutos, siguiendo un camino que va diagonalmente hacia el borde sur del cráter y continuando con un paseo alrededor del cráter (Parada 2 - Fig. 4). La subida es algo tediosa debido a la escoria suelta y a la ceniza que forman las pendientes. El descenso es mucho más rápido y comienza desde la cima principal en el borde occidental del cráter y baja directamente hacia el grupo de árboles donde se dejaron los caballos. Hay que tener en cuenta que en el borde del cráter el viento suele ser fuerte (cuida el sombrero) y las temperaturas son frescas (se recomienda el uso de chaqueta), ya que la cumbre culmina a una altitud de aproximadamente 2800 metros sobre el nivel del mar.

El cono tiene una altura de 220 metros y una anchura en la base de 950 metros. El cráter tiene un diámetro de 250 metros y una profundidad de aproximadamente 40 metros. La evolución del cono durante la erupción está bien documentada (Luhr y Simkin, 1993). Creció principalmente durante el

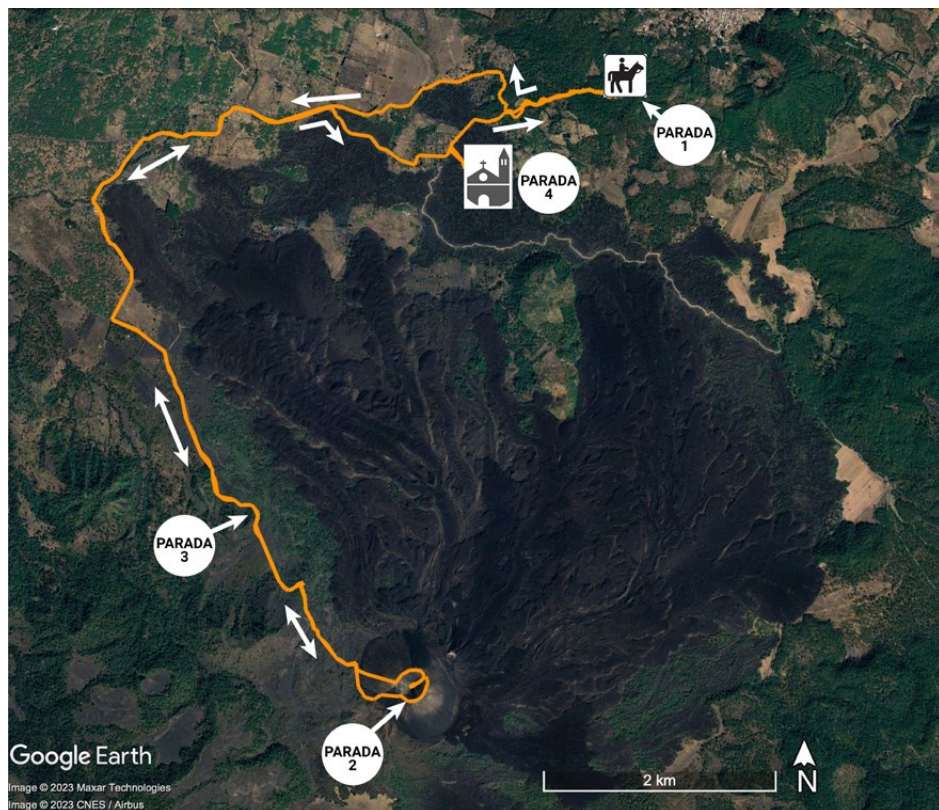


Figura 4. Sendero a caballo hacia el volcán Parícutin desde el pueblo de Angahuan (vista aérea desde Google Earth).

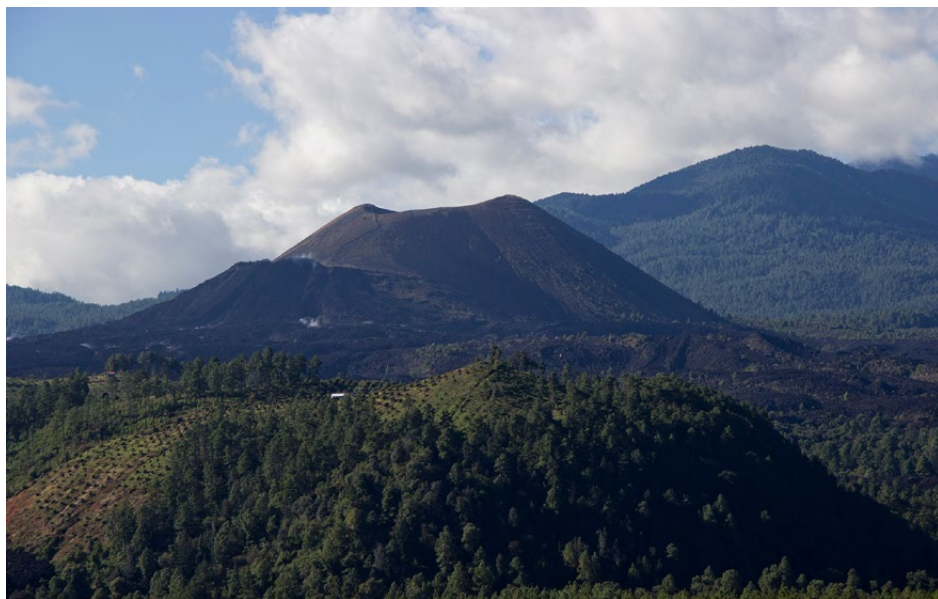


Figura 5. Vista panorámica del cono de Parícutin y el cono adventicio del Sapichu desde el Centro Turístico de Angahuan.

primer año. Al final del primer día, ya tenía 30 metros de altura (casi 1 metro por hora), se duplicó en altura al final del tercer día y alcanzó una altura de 148 metros al final del primer mes (un promedio de 5 metros por día). Al final del primer año, tenía una altura de 336 metros (casi 1 metro por día en promedio). En los siguientes 8 años, creció lentamente, alcanzando finalmente su altura

máxima de 424 metros en 1952. Cabe destacar que las coladas de lava cubrieron la base, por lo que la altura del cono que sobresale de las coladas es menor (220 metros) que su altura real (424 metros, ver arriba).

El crecimiento del cono no fue continuo. Los testigos presenciales describen varios episodios de destrucción parcial (por ejemplo, Ordóñez, 1947; Foshag y González-Rey-

na, 1956). Los colapsos parciales del cono estuvieron acompañados de erupciones laterales de lava. Al comienzo de la erupción, la lava emergió de fisuras formadas dentro del cono y fluyó desde la abertura en el cono dejada por el colapso (Fig. 6). Más adelante en la erupción, cuando el cono había alcanzado la madurez, la lava fue emitida desde fisuras temporales formadas en la base del cono (Fig. 6).

Durante las pausas en la emisión de lava o los cambios en la ubicación del conducto, la actividad explosiva en el cono rápidamente reparaba las brechas, restaurando la simetría del cono (Luhr *et al.*, 1993; Foshag y González-Reyna, 1956). Es notable que la forma actual del cono no registra ninguno de estos episodios de destrucción y reconstrucción (Fig. 7). Sin embargo, estudios geofísicos recientes mediante el método del potencial espontáneo (SP) y la tomografía eléctrica (ERT) revelaron la morfología de un cráter enterrado en forma de herradura producido

por el colapso del cono al inicio de la erupción, así como el contacto entre las coladas de lava y los depósitos piroclásticos de caída que los recubren (L1) con una diferencia de voltaje superiores a 300 mV (Figs. 6 y 8). (Bolós *et al.*, 2020). Además, el uso de estos métodos geofísicos permitió inferir también la evolución del cono, describiendo la geometría del dique de ascenso magmático (L2) y las facies internas con bajos valores de conductividad eléctrica (Fig. 8) (Bolós *et al.*, 2020).

El camino a lo largo del borde del cráter (Parada 2) (Fig. 9) ofrece una visión general del campo de lava y el área circundante. La alta densidad de conos jóvenes de escoria en la región que rodea a Parícutin es espectacular. Desde el borde, es posible distinguir varias ramas de lava diferentes que se acumularon con el tiempo.

En la erupción del Jorullo (Guilbaud *et al.*, 2009), los flujos que alcanzaron la mayor distancia desde el conducto fueron los

producidos al principio, debido al aumento en el contenido de sílice y, por lo tanto, en la viscosidad del magma con el tiempo. Desde el borde noreste mirando hacia el norte, se puede observar el cono adventicio del Sapichu (del término tarasco "Zapicho", que significa niño o niño pequeño, Ordóñez, 1947) (Fig. 5). Este punto emisor lateral, construido 8 meses después del inicio de la erupción, emitió lava de manera continua durante sus 2,5 meses de actividad. Por lo tanto, nunca formó un cono completo, sino una estructura de forma irregular. El campo de lava del Parícutin es amplio y se ha dividido en 22 fases según Becerril *et al.* (2021), ligeramente modificadas de Luhr *et al.* (1993) y Larrea *et al.* (2017) (Fig. 10).

En la actualidad, aún se escapan gases de fumarolas del Sapichu y de la cima del cono de Parícutin, formando recubrimientos blancuecinos. Desde el borde del cráter se pueden ver otras áreas fumarólicas calientes en el campo de lava de color oscuro, distinguibles

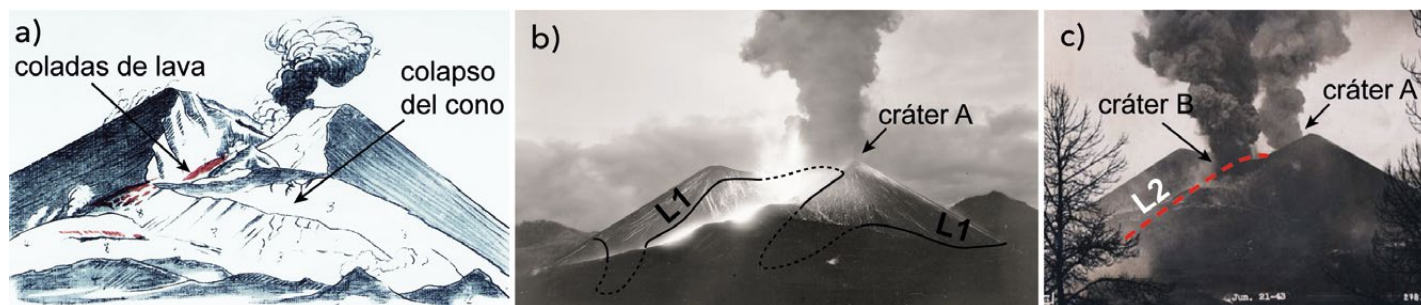


Figura 6. a) Colapso lateral del cono durante la Etapa I de la erupción, observado y pintado en el dibujo tonal por el Dr. Atl (1950) (14 de junio de 1943). b) Flujos de lava después del colapso lateral del cono el 20 de junio de 1943, mostrando la lineación L1 (foto de R. García). c) Dos columnas eruptivas se elevan desde los cráteres A y B alineados con la lineación L2; foto tomada el 21 de junio de 1943 por un fotógrafo anónimo.

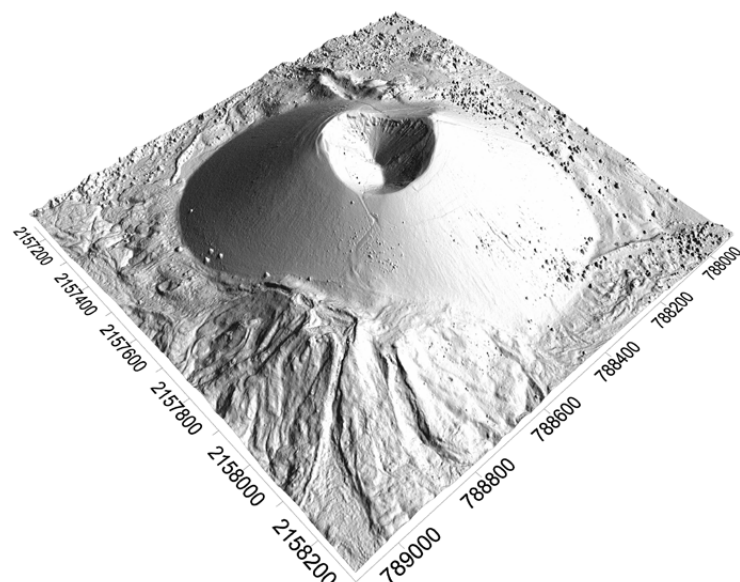


Figura 7. MDT de alta resolución (36.4 cm/pixel) del cono de Parícutin (Bolós *et al.*, 2020).

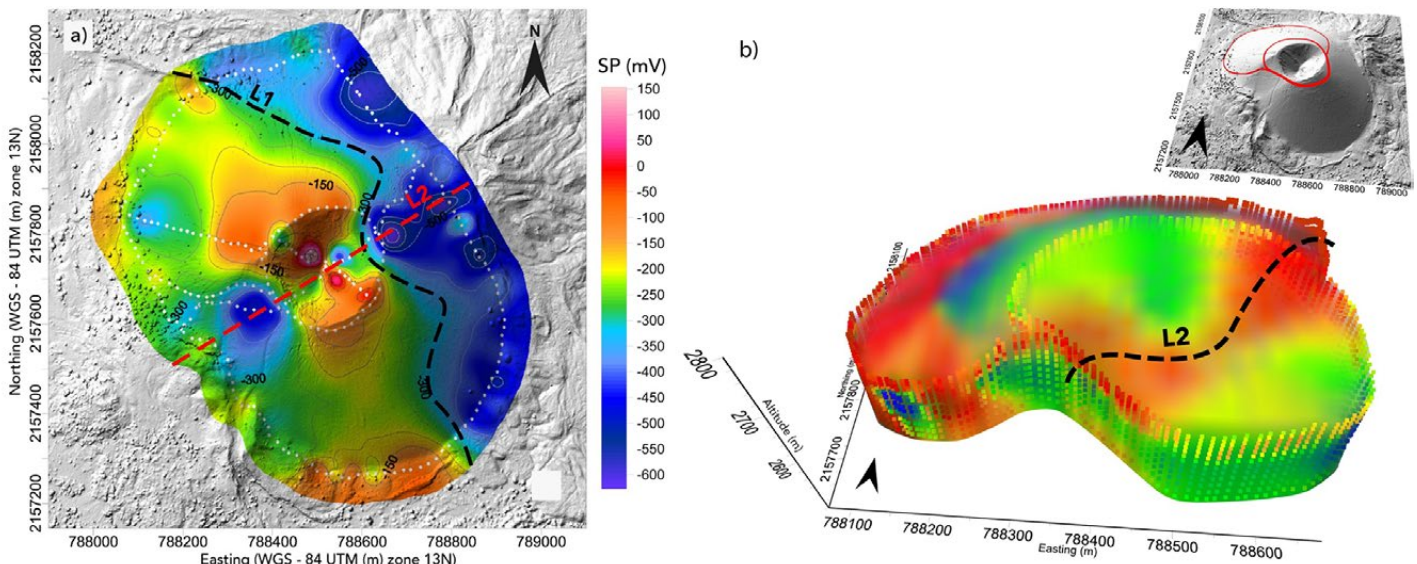


Figura 8. a) Mapa de potencial espontáneo (SP) que muestra las lineaciones inferidas L1 y L2 de la figura 6 (Bolós *et al.*, 2020). b) Modelo tridimensional de resistividad del volcán Parícutin sobre la superficie topográfica hasta una profundidad de 95 m. Coordenadas en metros (UTM 13N-WGS84) (Bolós *et al.*, 2020).



Figura 9. Vista aérea del borde del cráter de Parícutin (foto de Claudio Tinoco).

por su coloración blanquecina contrastante. Una fumarola de 270 °C muestreada en junio de 1995 contenía un 47% molar de CO₂ y un 52% molar de aire (base libre de agua). El parámetro isotópico delta carbono-13 de -20.5 ‰ para el CO₂ indica que el interior caliente del flujo aún estaba descomponiendo térmicamente restos orgánicos cerca de la base del flujo 50 años después de la erupción (Goff y McMurtry, 2000). Más recientemente, las conductividades medidas a través de la actividad fumarólica del cono detectaron varias zonas de circulación convectiva de fluidos hidrotermales de agua meteórica a escala de metros dentro del cono (Fig. 11) (Bolós *et al.*, 2020).

De regreso a Angahuan, llegamos a la tercera parada, que se trata de un afloramiento de capas de ceniza a lo largo del sendero (Fig. 4). Allí, tenemos la oportunidad de observar y analizar el registro estratigráfico de los depósitos de caída de las fases más explosivas de la erupción en una excavación. Esta sucesión estratigráfica muestra siete unidades que resultaron de procesos de retrabajo inducidos por breves episodios de fuertes lluvias, seguidos de fuertes tormentas de polvo durante los períodos secos (Segerstrom, 1950, 1960). Los depósitos retrabajados por el agua comprenden capas masivas de granos-soportadas, intercaladas con láminas de grano fino, mal a modera-

damente clasificadas y endurecidas, y en algunas unidades, la presencia de marcas de gotas de lluvia y grietas de barro en la parte superior sugiere que los eventos de lluvia torrencial fueron seguidos por períodos secos (Bolós *et al.*, 2021). Durante estos períodos secos, el viento produjo ondulaciones y dunas (Fig. 12). El análisis de estos depósitos revela que más del 70% del espesor total de ceniza alrededor del volcán corresponde a depósitos retrabajados sincrónicamente con la erupción (Bolós *et al.*, 2021) (Fig. 13).

Finalmente, haremos una parada final en la antigua iglesia de San Juan Parangaricutiro (Fig. 14), que fue enterrada por la lava el 19 de junio de 1944 (Luhrt *et al.*, 1993). En ese momento, era la principal ciudad de la región con 1895 habitantes. La conservación de las columnas de la iglesia es notable. Se observa su columna sur incompleta, que nunca se terminó, ya que su construcción fue interrumpida por la actividad del volcán Parícutin. Las personas de esta ciudad fueron evacuadas y reubicadas en Nuevo San Juan. Seguiremos un camino alrededor del campo de lava en este lugar, que muestra una topografía fuertemente irregular y una textura superficial peculiar, transicional entre lavas pahoe-hoe y aa.

Antes de regresar a Angahuan y subir al autobús para volver a Morelia, tendremos la oportunidad de disfrutar de unas quesadillas mientras contemplamos la puesta de sol.

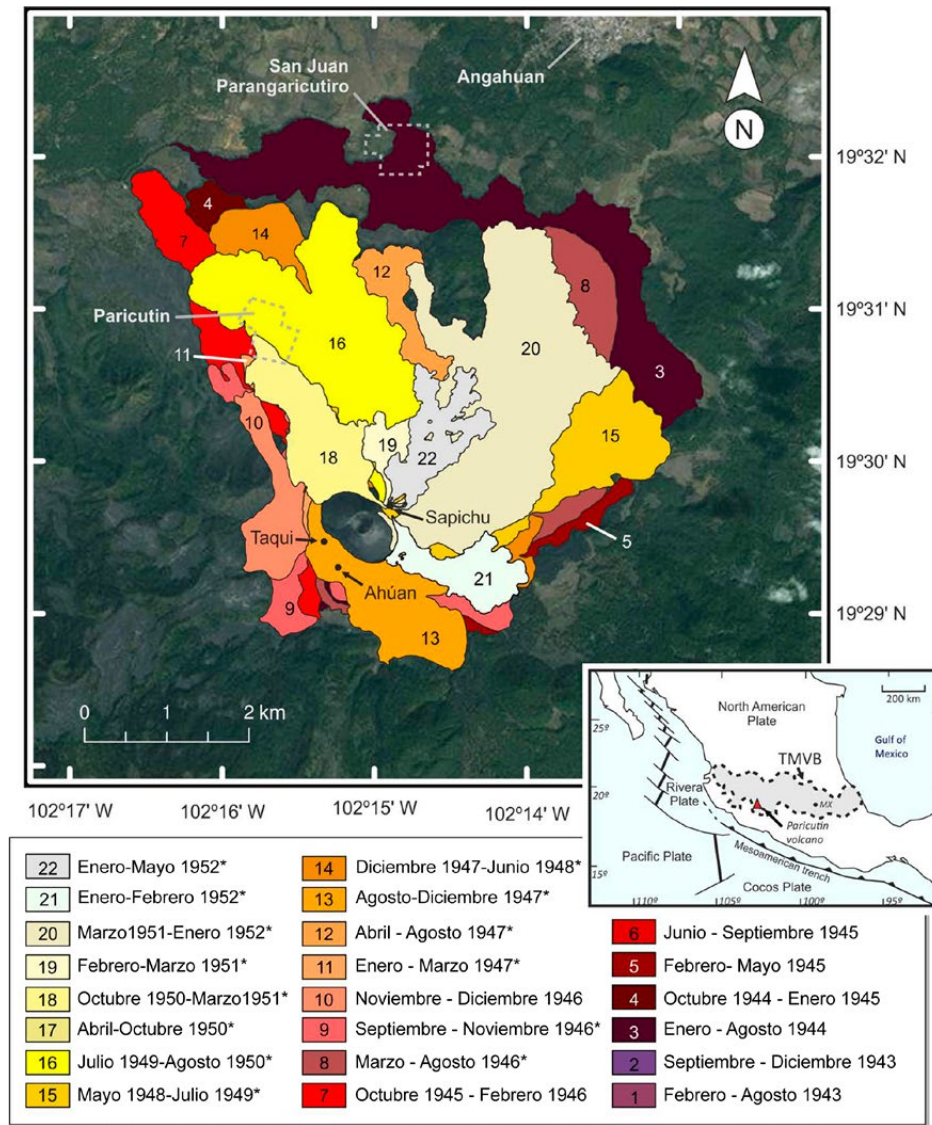


Figura 10. Mapa geológico del volcán Parícutin con las 22 fases eruptivas de lava descritas por Becerril *et al.* (2021), ligeramente modificado de Luhr y Simkin (1993) y Larrea *et al.* (2017) en términos de duración, para incluir en una sola fase eruptiva el emplazamiento completo de cada flujo de lava, desde su inicio hasta su fin (las fases eruptivas modificadas se indican en la leyenda con un asterisco). También se muestra la ubicación de los puntos emisores más activos durante la erupción (es decir, como principal de Parícutin, Sapichu, Taquí y Ahuán). Tener en cuenta que las fases eruptivas 1, 2, 6 y 17 no están expuestas en la superficie porque fueron cubiertas por los flujos de lava más recientes.

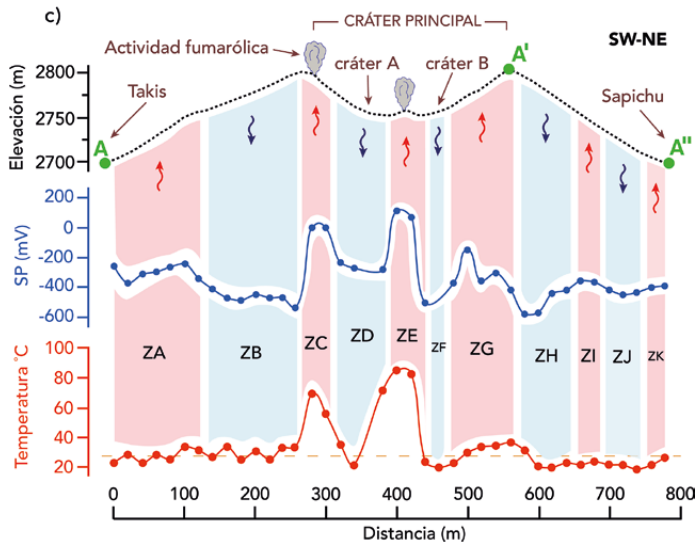


Figura 11. El perfil topográfico del cono de Parícutin que compara los datos de potencial espontáneo y temperatura. La dirección preferencial del movimiento de los fluidos se muestra en color azul para el flujo descendente y en color rojo para el flujo ascendente (ZA-ZK). Observar la coincidencia entre las anomalías de potencial espontáneo y de temperatura (Bolós *et al.*, 2020).

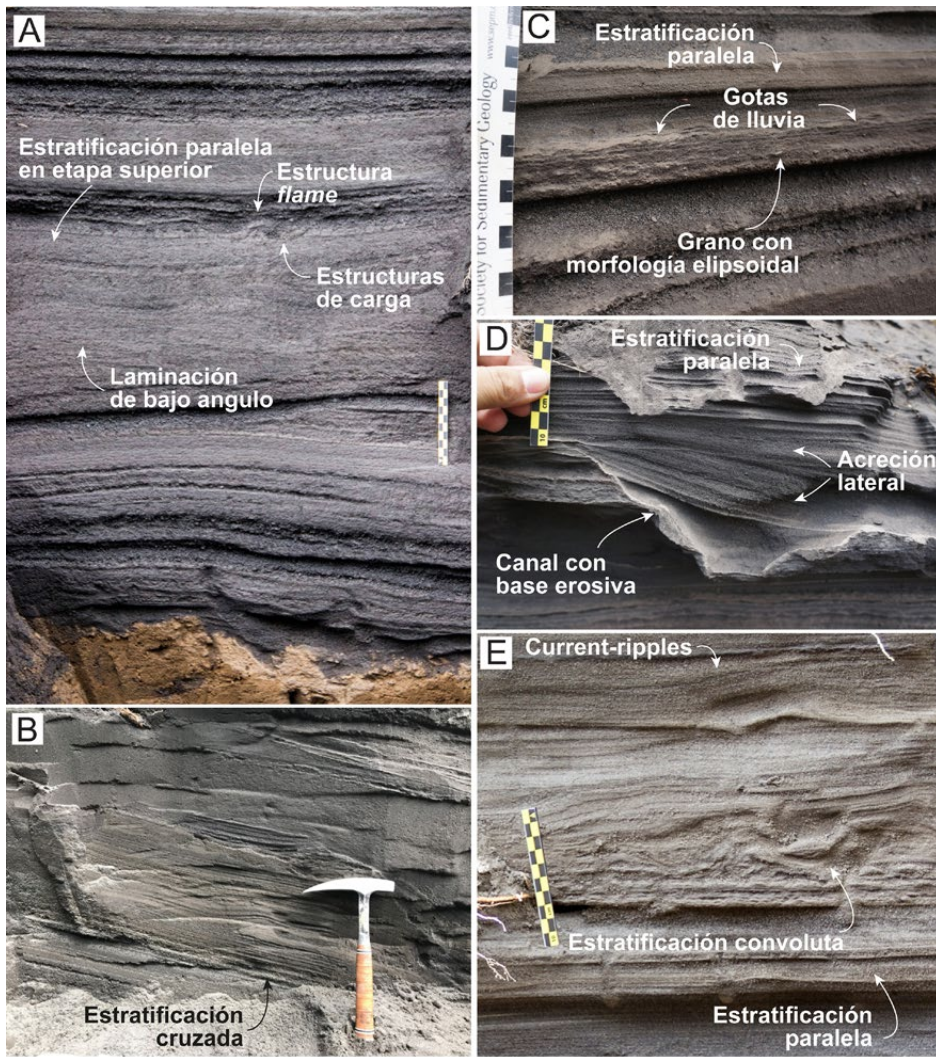


Figura 12. Fotografía de las principales estructuras sedimentarias observadas en los depósitos retrabajados. A) Estratificación de bajo ángulo, estratificación paralela en etapa superior, estructuras de carga fundida y de llama como resultado de la deformación húmeda y sedimentaria suave. B) Estratificación cruzada recta producida por la migración de dunas eólicas con morfología transversal. C) Granos elipsoidales orientados dentro de la estratificación paralela en etapa superior y marcas de gotas de lluvia. D) Estratificación paralela en etapa superior cortada por un canal excavado con una base erosiva y rellenada con elementos de acreción lateral. E) Estratificación paralela en régimen superior, estratificación convoluta y ripples actuales (Bolós et al., 2021).

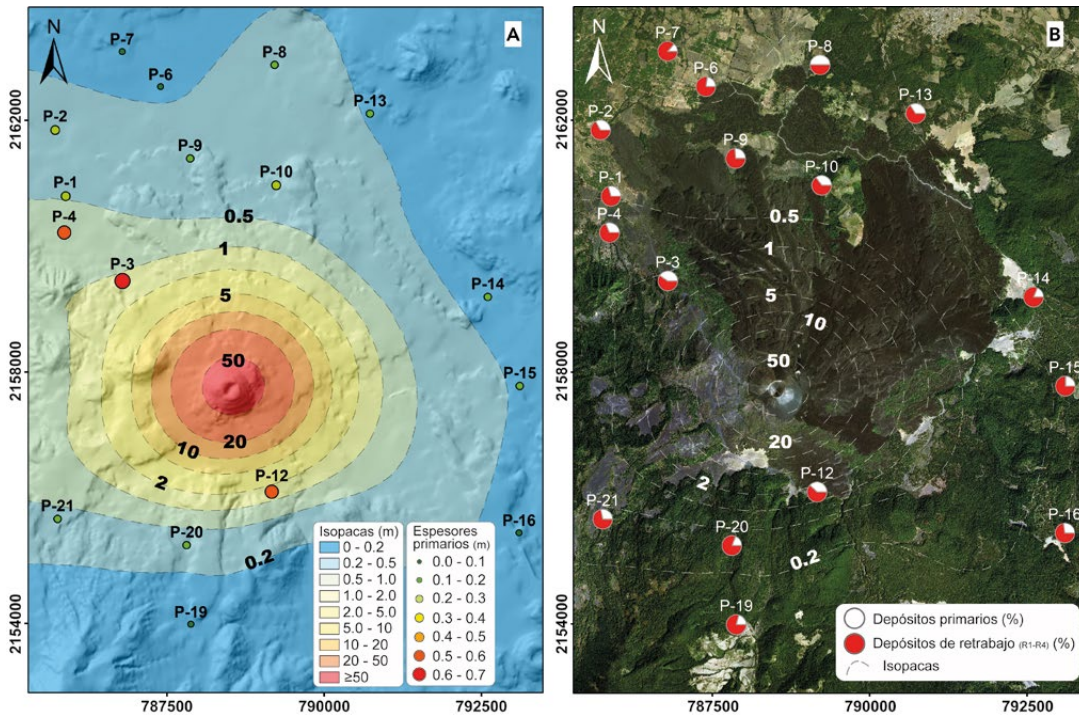


Figura 13. Modelo del mapa de isopacas para espesores de isopacas entre 50 m y 0.1 m, calculado para los depósitos piroclásticos sobre la ortofoto, mostrando también la ubicación y proporciones relativas de los depósitos piroclásticos y los depósitos retrabajados intercalados en términos de porcentaje de espesor (Bolós et al., 2021). Coordenadas en metros (UTM 13N-WGS84).



Figura 14. Ruinas de la iglesia de San Juan Parangaricutiro.

Recomendaciones

Esta excursión tiene una duración aproximada de 10 horas (ida y vuelta), por lo que se requiere una buena condición física. Sin embargo, no es obligatorio tener experiencia previa en equitación.

Por favor, lleva contigo:

- 2 litros de agua (mínimo).
- Desayuno: Ten en cuenta que saldremos temprano de Morelia y es posible que debas comprar algo para desayunar los días anteriores.
- Almuerzo: se proporcionará el almuerzo, pero se recomienda llevar algo adicional, como barras energéticas, frutas, nueces o chocolates (opcional).
- Botas.
- Gorra o sombrero.
- Gafas de sol.
- Protector solar.
- Sudadera o chaqueta.
- Pantalones y preferiblemente una camisa de manga larga (no pantalones cortos).
- Pañuelo/bufanda o mascarilla para protegerse del sol y la ceniza (opcional).

- Guantes para proteger las manos de la abrasión de las rocas y las riendas del caballo (opcional).
- Un poco de dinero en efectivo para comprar deliciosa comida local y recuerdos de esta región rica en cultura (opcional).
- Cámara fotográfica

Agradecimientos

Deseamos expresar nuestro más sincero agradecimiento a las comunidades locales por su apoyo inquebrantable y asistencia invaluable en nuestras campañas de campo, tanto en la presente excursión como en las campañas de campo pasadas. Extendemos nuestra sincera apreciación al Dr. Giovanni Sosa por su valioso apoyo como Copresidente de la Conferencia del 80 aniversario de Parícutin. Xavier Bolós cuenta con el apoyo de una beca del programa ComFuturo de la Fundación General CSIC, que ha recibido financiamiento del programa de investigación e innovación Horizon 2020 de la Unión Europea en virtud del acuerdo de subvención Marie Skłodowska-Curie No. 101034263.

La versión final fue mejorada gracias a los comentarios y recomendaciones de dos revisores anónimos.

Referencias

- Albert, H., Larrea, P., Costa, F., Widom, E., & Siebe, C. (2020). Crystals reveal magma convection and melt transport in dyke-fed eruptions. *Scientific Reports*, 10(1), 11632. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68421-4>
- Becerril, L., Larrea, P., Salinas, S., Mossoux, S., Ferrés, D., Widom, E., Siebe, C. & Martí, J. (2021). The historical case of Parícutin volcano (Michoacán, México): challenges of simulating lava flows on a gentle slope during a long-lasting eruption. *Natural Hazards*, 107, 809-829. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04607-x>
- Bolós, X., Delgado-Torres, A., Cifuentes, G., Macías, J. L., Boijseauneau-López, M., Tinoco, C., & Salguero, D. (2020). Internal structure and hydrothermal fluid circulation of Parícutin volcano, Mexico: Insights gained from near-surface geophysics. *Geophysical Research Letters*, 47(16). doi: <https://doi.org/10.1029/2020GL089270>
- Bolós, X., Macías, J. L., Ocampo-Díaz, Y. Z., & Tinoco, C. (2021). Implications of reworking processes on the tephra distribution during volcanic eruptions: The case of Parícutin (1943-1952, western Mexico). *Earth Surface Processes and Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.5222>
- Cebrià, J. M., Martiny, B. M., López-Ruiz, J., & Morán-Zenteno, D. J. (2011). The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 113-125. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.011>
- Erlund, E. J., Cashman, K. V., Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., & Granados, H. D. (2010). Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 167-187. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.09.015>
- Foshag, W. F., & González-Reyna, J. (1956). Birth and development of Parícutin volcano, Mexico. *Geological Survey Bulletin*,

- 355-489. doi: <https://doi.org/10.3133/b965D>
- Fries Jr, C. (1953). Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Parícutin volcano, Michoacán, Mexico. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 34(4), 603-616. doi: <https://doi.org/10.1029/TR034i004p00603>
- Gardine, M., West, M.E., & Cox, T. (2011). Dike emplacement near Parícutin volcano, Mexico in 2006. *Bulletin of Volcanology*, 73, 123-132. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0437-9>
- Goff, F., & McMurtry, G. M. (2000). Tritium and stable isotopes of magmatic waters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97(1-4), 347-396. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00177-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00177-8)
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C. & Salinas, S. (2009). Excursions to Parícutin and Jorullo (Michoacán), the youngest volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Impretei*, México D.F., 31.
- 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. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Jácome-Paz, M.P., Delgado-Granados, H., Pérez-Campos, X., Espinasa-Pereña, R., & Campion, R. (2022). Diffuse degassing baseline in Parícutin volcano and Michoacán-Guanajuato monogenetic volcanic field, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 425, 107534. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107534>
- Larrea, P., Albert, H., Ubide, T., Costa, F., Colás, V., Widom, E., & Siebe, C. (2021). From explosive vent opening to effusive outpouring: mineral constraints on magma dynamics and timescales at Parícutin monogenetic volcano. *Journal of Petrology*, 62(4), egaal12. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa112>
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36-48. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016>
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., & Kuentz, D. (2019). A re-interpretation of the petrogenesis of Parícutin volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology*, 504, 66-82. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.10.026>
- Legrand, D., Pertion, M., Macías, J. L., Siebe, C., Pacheco, J., Chacón, F., J. Lermo, L. Quintanar & Cisneros, G. (2023). Repeated seismic swarms near Parícutin volcano: precursors to the birth of a new monogenetic volcano in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México? *Bulletin of Volcanology*, 85(5), 30. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01645-0>
- Luhr, J. F. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3), 261-283. doi: <https://doi.org/10.1007/s004100100293>
- Luhr, J. F., Simkin, T., & Cuasay, M. (1993). *Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield*. In *Parícutin: The volcano born in a Mexican cornfield*. US Geoscience Press.
- MacDonald, G.A. (1972). *Volcanoes*. Prentice Hall.
- Mahgoub, A. N., Böhnel, H., Siebe, C., Salinas, S., & Guilbaud, M. N. (2017). 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. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.004>
- McBirney, A.R., Taylor, H.P., & Armstrong, R.L. (1987). Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 4-20. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00518026>
- Ordóñez, E. (1947). *El volcán Parícutín: México*. Fantasía.
- Ownby, S., Granados, H.D., Lange, R.A., & Hall, C.M. (2007) Volcán Tancitaro, Michoacán, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 161(1-2), 1-14. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.009>
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., & Granados, H. D. (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 359-368. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.026>
- Rowe, M. C., Peate, D. W., & Ukstins Peate, I. (2011). An investigation into the nature of the magmatic plumbing system at Parícutin Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 52(11), 2187-2220. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egr044>
- Segerstrom, K. (1950). Erosion studies at Parícutin, state of Michoacán, Mexico US Geological Survey No. 965-A, 1-151. doi: <https://doi.org/10.3133/b965A>
- Segerstrom, K. (1960). Erosion and related phenomena at Parícutin in 1957. *US Geological Survey Bulletin*, 1104A, 1-18.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M.O., de la Fuente, J.R., Hernández-Jiménez, A., & Godínez, L. (2014) *Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Parícutin region)*. Fieldguide, pre-meeting fieldtrip (Nov. 13-17) for the 5th International Maar Conference (SIMC-IAVCEI), Querétaro, México.
- Valentine, G.A., & Connor, C.B., 2015. Basaltic volcanic fields. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 423–439. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00023-7>
- Wilcox, R. E. (1954). *Petrology of Parícutin Volcano, Mexico*. US Geological Survey Bulletin.