

Reconstrucción del paleo-relieve del área del Volcán Xitle (Ciudad de México) y su impacto en la trayectoria de sus derrames de lava mediante simulaciones probabilísticas

Mariana Sandoval García¹ , Amiel Nieto-Torres²  y Ana Lillian Martin Del Pozzo³ 

Abstract

Preexisting topography played a major role in defining the distribution of the Xitle lava flows. Xitle is one of the youngest monogenetic volcanoes in southern Mexico City. The eruption was characterized by small ash emissions and nine pahoehoe and aa lava flows that covered 78.94 km².

In this paper, the paleo-topography of the Xitle volcano area was reconstructed to improve knowledge of the paleo-drainage and how it determined the trajectory of the lava flows and the formation of lava tubes.

Deposits of pre-Xitle volcanoes (San Miguel Volcanic Complex, Ajusco, Cuilotepec, Coatzontle, Yololica and Malinala) were identified according to the morphology of the current relief. The contour lines of the present-day relief were modified to eliminate the topography left by the Xitle lava flows. The modified contour lines were then processed creating a raster surface from a TIN to obtain the digital elevation model of the paleo-relief. The distribution of the paleo-channels was defined by analyzing the accumulation and direction of flow in the paleo-relief. Lava flows were individually simulated in the paleo-relief with the probabilistic program Q-LavHA. Field observations and previous studies were integrated to define the parameters of lava flow simulations.

Lava flows from the Xitle volcano covered the deposits of the pre-Xitle volcanoes except for the highest parts, such as ones from the Cuilotepec cone and the Ajusco hummocks. The lava flows also partially filled and modified some paleo river-channels (e.g. Magdalena), and completely filled others (e.g. Cuicuilco). The simulations show that the trajectory of lava flows and the existence and distribution of lava tubes are associated with variations in the effusion rate, arrangement of the paleo river-channels, morphology of the pre-Xitle deposits and the abrupt slope.

Key words: Lava flows, paleo-relief, paleo-river, simulation, reconstruction.

Resumen

La topografía preexistente jugó un papel fundamental en definir la trayectoria de los derrames de lava del Xitle. El Xitle es de los volcanes monogenéticos más jóvenes del sur de la Ciudad de México. Su erupción se caracterizó por emisiones menores de ceniza y de nueve derrames de lava pahoehoe y aa que cubrieron 78.94 km². En este trabajo se reconstruyó el paleo-relieve del área del volcán Xitle para mejorar el conocimiento del paleo-drenaje y cómo determinó la trayectoria de los derrames de lava y la formación de tubos de lava.

Se identificaron los depósitos de los volcanes pre-Xitle (Complejo Volcánico San Miguel, Ajusco, Cuilotepec, Coatzontle, Yololica y Malinala) según la morfología del relieve actual. Se modificaron las curvas de nivel del relieve actual para eliminar la topografía de los derrames de lava del Xitle y mediante la creación de una superficie ráster a partir de un TIN, se obtuvo un modelo digital de elevación del paleo-relieve. La distribución de los paleo-ríos se definió mediante el análisis de la acumulación y dirección de flujo en el paleo-relieve. Los derrames de lava del Xitle se simuló individualmente en el paleo-relieve con el programa probabilístico Q-LavHA. Se integraron las observaciones hechas en campo y estudios previos del volcán Xitle para definir los parámetros de las simulaciones de los derrames.

Los derrames de lava del volcán Xitle cubrieron los depósitos de los volcanes pre-Xitle con excepción de las partes más altas como el caso del cono del volcán Cuilotepec y los montículos (hummocks) del Ajusco. Las lavas modificaron los cauces de algunos paleo-ríos (e.g. Magdalena) y rellenaron por completo otros (e.g. Cuicuilco). Las simulaciones muestran que las trayectorias de los derrames y la existencia y distribución de los tubos de lava están asociados a variaciones en la tasa de efusión, la disposición de los paleo-ríos, la morfología de los depósitos pre-Xitle y la abrupta pendiente del paleo-relieve.

Palabras clave: Derrame de lava, paleo-relieve, paleo-ríos, simulación, reconstrucción.

Received: December 6, 2023; Accepted: June 19, 2024; Published on-line: October 1, 2024.

Editorial responsibility: Dr. Giovanni Sosa-Ceballos

* Corresponding author: Mariana Sandoval García, marianna.sg@igeofisica.unam.mx.

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad de México, México.

² Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico-Ckelar Volcanes, Antofagasta, Chile.

³ Instituto de Geofísica, departamento de Vulcanología, UNAM, Ciudad de México, México.

Mariana Sandoval García, Amiel Nieto-Torres, Ana Lillian Martin Del Pozzo.

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.4.1769>

1. Introducción

El área en la que actualmente se asienta la Ciudad de México ha sido afectada por diversas erupciones del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin (CVMC) que aún es activo. Una de las erupciones más recientes de este campo volcánico, es la del volcán Xitle datada entre 1670 ± 30 y $2,030 \pm 60$ YBP (Cordova *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi, 1996; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado-Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Alva-Valdivia *et al.*, 2005; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2016). El volcán se encuentra en el extremo noroeste del CVMC, ubicado en el parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 1). Los derrames de lava del Xitle cubrieron las construcciones del sitio arqueológico de Cuicuilco y fluyeron siguiendo el antiguo relieve formado por depósitos volcánicos más antiguos cortados por varias barrancas fluviales. El relieve actual del área está formado por derrames de lavas del volcán Xitle.

Recientemente, se han llevado a cabo diversos estudios en los que se ha tratado de inferir el impacto que tendrán los derrames de lava de erupciones monogenéticas futuras (e.g. Nieto-Torres *et al.*, 2023). También, se han hecho modelaciones en tiempo real sobre los caminos que pueden tomar los derrames de lava en erupciones en proceso, como en las erupciones de los volcanes Fagradalsfjall en Islandia y el Tajogaite en las Islas Canarias en 2021 (Pedersen *et al.*, 2022; Martin-Raya *et al.*, 2023). También se han llevado a cabo algunos estudios para reconstruir el relieve previo a las erupciones del volcán Parícutin y simular el emplazamiento de sus derrames de lava (Larrea *et al.*, 2017; Becerril *et al.*, 2023).

Definir la trayectoria que tomarán los derrames de lava, particularmente de lavas de baja viscosidad, puede mejorar la evaluación de los peligros asociados, aunque todavía es un reto de la vulcanología moderna (Cordonnier *et al.*, 2016). Los estudios vulcanológicos actuales persiguen objetivos importantes tales como reproducir con precisión el comportamiento de la trayectoria de los derrames de lavas (Becerril *et al.*, 2021). La evaluación de los peligros y la planificación para contingencias en áreas volcánicas depende de la construcción de mapas de peligros adecuados y modelos de simulación, que se basan en un profundo conocimiento geológico y vulcanológico del área amenazada (Martí, 2017).

En este artículo analizamos la influencia e impacto que tuvo el paleo-relieve del volcán Xitle en la distribución y emplazamiento de sus derrames de lava y viceversa. Se reconstruye en relieve y el drenaje previo a la erupción y se identificaron los depósitos de los volcanes pre-Xitle (Complejo Volcánico San Miguel (CVSM), Ajusco, Cuilotepec, Coatzontle, Yololica y Malinala) de acuerdo con la morfología del relieve actual y su reconocimiento en campo.

1.1. Volcanes pre-Xitle

El vulcanismo en el suroeste de la Cuenca de México, donde nació el Xitle, ha sido intenso. En esta zona se pueden distinguir varios tipos de vulcanismo que datan de 3 Ma a la fecha. En el área de estudio convergen la parte sur de la Sierra de las Cruces (Complejo Volcánico San Miguel), los domos del Ajusco y los volcanes monogenéticos del noroeste de la Sierra Chichinautzin a la cual pertenece el Volcan Xitle (Figura 1).

El vulcanismo más antiguo es poligenético y pertenece a la Sierra de las Cruces (Complejo Volcánico San Miguel), datada entre 3.71 ± 0.40 y 0.39 ± 0.16 Ma (Osete *et al.*, 2000; Mora *et al.*, 1991). El volcán Ajusco, datado entre 3.43 ± 0.42 y 0.6 Ma, está formado por varios domos y derrames de lava andesíticos y dacíticos acompañados por flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Tuvo un colapso tipo Bandai que produjo una avalancha que formó grandes *hummocks* y también se reportan morrenas (White *et al.*, 1990; Romero, 1998; Osete *et al.*, 2000). El vulcanismo más reciente es el del Campo Volcánico Monogenético Chichinautzin (CVMC), cuyas últimas erupciones ocurrieron hace ~ 2 Ka (Martin Del Pozzo, 1982; Delgado y Martin Del Pozzo, 1993; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Siebe *et al.*, 2000; Siebe *et al.*, 2004; Arce *et al.*, 2015; Jaimes-Viera *et al.*, 2018; Nieto-Torres y Martin Del Pozzo 2019).

En el área se encuentran varios volcanes monogenéticos anteriores al Xitle, uno es el volcán Cuilotepec, que es un cono de escorias con una edad estimada de $>4,840$ años A.P. Su cono y derrames de lava fueron cubiertos en gran parte por las lavas del Xitle (Martin Del Pozzo, 1990; Nieto y Martin Del Pozzo, 2019). Martin Del Pozzo, (1982) estimó una edad de alrededor de 30,500 años A.P. para el Volcán Coatzontle por correlación morfológica con las edades publicadas por Bloomfield (1975). Sus derrames de lava y ceniza se encuentran cubiertos por las lavas del Xitle, sobresaliendo únicamente parte de su cono y un grueso derrame de lava. Los derrames del volcán Yololica, que produjo andesitas basálticas fluidas también están en contacto con los derrames del Xitle. Al sur del volcán Xitle se encuentra el volcán Malinala y sus derrames andesíticos que fueron datados por radiocarbono en $18,900 \pm 600$ años A.P (Kirianov, *et al.*, 1990; Figura 1).

1.2. Estudios de ríos pre-Xitle.

Cordova *et al.* (1994) y Martin Del Pozzo *et al.* (1997) identificaron cinco paleoformas del terreno que actualmente se encuentran cubiertas por las lavas del Xitle: lavas basálticas y andesíticas del pleistoceno y holoceno del CVMC; piedemontes altos (e.g. Cerro Zacatépétl), piedemontes bajos (abanicos aluviales), planicies (depósitos lacustres) y paleo-ríos. Cordova

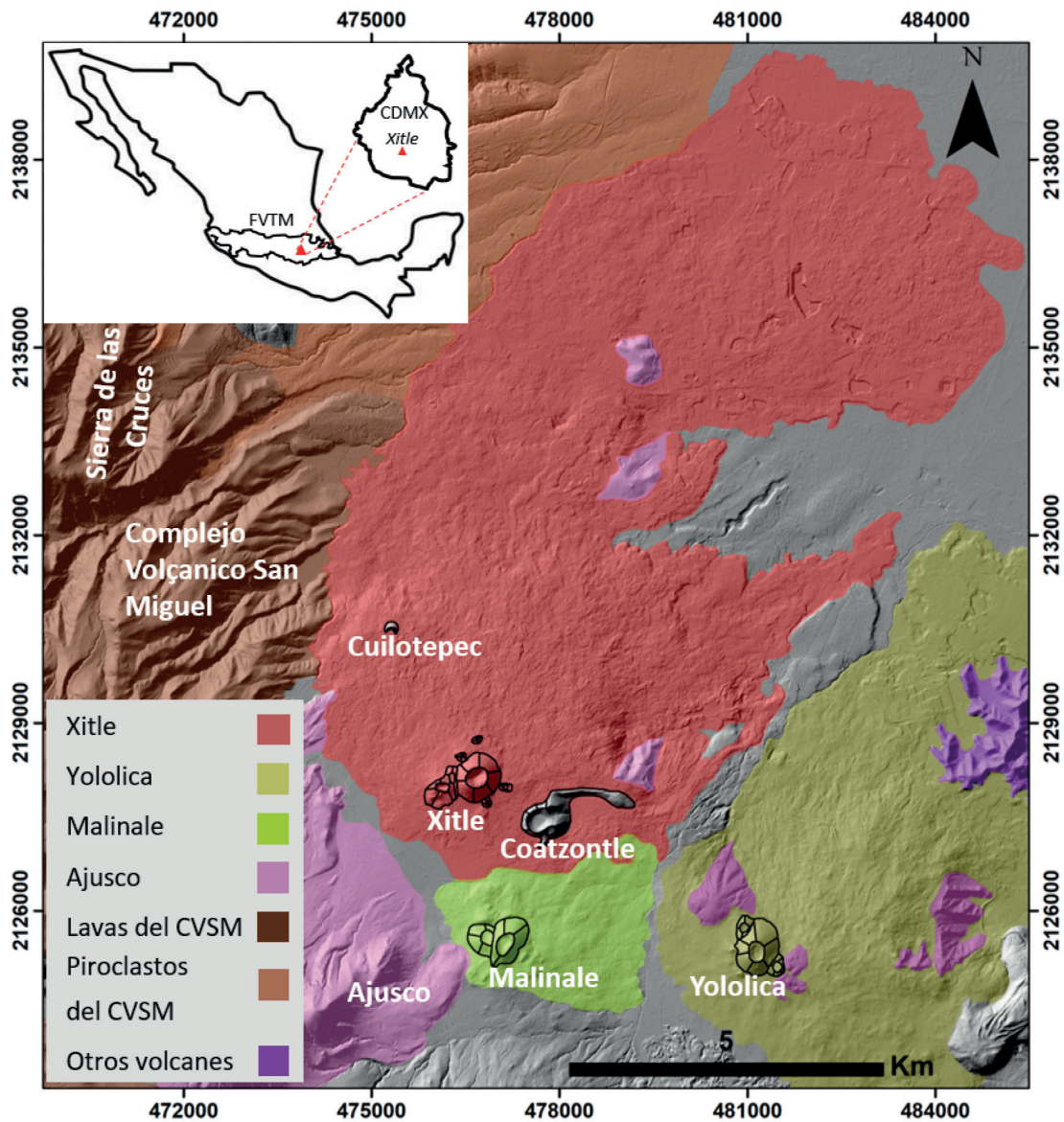


Figura 1. Área de estudio. Modelo Digital de Elevación de 5 m de resolución donde se muestran el volcán Xitle y los volcanes pre-Xitle. Dentro del derrame de lava del volcán Xitle se muestran los volcanes Cuauzontle y Cuilotepec.

et al. (1994) propusieron que los ríos antiguos El Rosal, Magdalena, Cuicuilco, Peña Pobre y Fuentes Brotantes formaban los ríos pre-Xitle. Los autores hicieron estos estudios basándose en la relación entre el espesor de la lava, la textura del suelo, la litología y la proyección del relieve en el área cubierta por los derrames de lava del Xitle.

Lugo *et al.* (2001), estudiaron procesos geomorfológicos alrededor de la pirámide de Cuicuilco. Encontraron sedimentos de un paleo-río con flujo de alta energía que desembocaba en un lago que consideraron de al menos 3m de profundidad. También reportaron algunas lavas almohadilladas (*pillow lavas*) y piedemontes recubiertos por derrames de lava.

1.3. La erupción del volcán Xitle

Se han realizado diversos estudios en el volcán Xitle, debido a que su erupción provocó el abandono del sitio arqueológico de Cuicuilco y es uno de los eventos volcánicos más recientes que han impactado la zona donde está hoy la Ciudad de México y su zona conurbada, en la que viven más de 25 millones de personas (Cordova *et al.*, 1994; Martín Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado-Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Lugo-Hubp, 2001; y Nieto-Torres *et al.*, 2023).

El volcán Xitle nació sobre los depósitos de avalanchas de escombros tipo Bandai del Ajusco y las lavas de los volcanes más

antiguos (pre-Xitle) que se encuentran a su alrededor. La erupción del volcán Xitle comenzó con explosiones estrombolianas acompañadas de la emisión de lapilli grueso, la cual es resultado de la despresurización del magma y la consecuente expansión rápida de los gases (Cervantes y Wallace, 2003). En esta etapa eruptiva inició la formación del cono de escorias principal. La explosividad de la erupción aumentó (estromboliana violenta), produciendo piroclastos más finos que continuaron construyendo el cono principal (Martin Del Pozzo, 1982; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Nieto-Torres *et al.*, 2022). Durante la erupción del volcán Xitle se emitieron 0.12 km^3 de tefra (Cervantes *et al.*, 1995). Posteriormente, la actividad migró ligeramente hacia el suroeste, volviéndose efusiva y se caracterizó por la emisión de flujos de lava de baja viscosidad característica relacionada con contenido de 51–55% de SiO_2 (Martin Del Pozzo 1990). En esta etapa se formaron dos conos de lava adventicios y dos bocas secundarias desde donde se emitieron grandes derrames de lava. Al oeste del cono principal se encuentra el Xicontle 1 con sus dos bocas, y al este del cono principal el Xicontle 2, compuesto por una boca (Martin Del Pozzo *et al.*, 1997). Las bocas secundarias se formaron al N y NW del cono principal del Xitle.

Delgado *et al.* (1998) mapeó siete derrames de lava; sin embargo, en otros estudios como el de Martin Del Pozzo *et al.* (1997) y Nieto-Torres (2020) se identificaron y mapearon nueve derrames de lava de tipo aa (principalmente *spiny*) y pahoehoe (ropy, slabby, billowy, squeezey y pillow). Según Rowland y Walker (1990) cuando la tasa de efusión es $<5\text{-}10 \text{ m}^3/\text{s}$ se forman lavas tipo pahoehoe y cuando la tasa de efusión es $>5\text{-}10 \text{ m}^3/\text{s}$ se forman lavas tipo aa, mientras que en el intervalo de $5\text{-}10 \text{ m}^3/\text{s}$ existen las lavas transicionales (entre pahoehoe y aa). La tasa de efusión de las lavas del volcán Xitle fue en promedio de $7.5 \text{ m}^3/\text{s}$ y expulsó $\sim 1.4 \text{ km}^3$ de lava, por lo que se estima que su erupción duró unos 7 años (Nieto-Torres *et al.*, 2023). Los derrames de lava fluyeron por casi 12 km de distancia y cubrieron un área de más de 78.94 km^2 . Estas lavas fluyeron hacia el norte y luego giraron hacia el este siguiendo viejos canales de ríos y enterrando a los volcanes pre-Xitle. Solo los montículos más altos de la avalancha de escombros, como el Cerro Zacatépétl, no fueron cubiertos por la lava del Xitle (Cordova *et al.*, 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Siebe, 2000).

El primer derrame de lava se emitió de la primera boca del cono de lava adventicio Xicontle 1. Este derrame de lava fluyó hacia el noroeste y fue inicialmente de tipo pahoehoe, pero debido al cambio de pendiente del relieve, se convirtió en un derrame transicional y finalmente en uno de tipo aa. Las lavas transicionales se caracterizan por tener superficies espinosas y granuladas que se forman porque el movimiento del derrame de lava pahoehoe inicial continúa, provocando que los fragmentos se agreguen y se fracturen juntos, dando origen a la transición a

lavas tipo aa (Nieto-Torres *et al.*, 2022). Posteriormente, desde la base del Xicontle 2 se emitieron flujos de lava pahoehoe que fluyeron hacia el este formando tubos de lava menores. Después, desde la boca NW y de la boca 2 del Xicontle 1, dos flujos de lava pahoehoe fluyeron por la empinada pendiente hacia el norte. Estos derrames de lava llegaron a Cuicuilco, donde existía un cuerpo de agua del río Cuicuilco, la lava entró a este cuerpo y se formaron *pillow lavas*. Los derrames de lava llegaron también a la zona residencial conocida actualmente como Pedregal de San Ángel, así como al campus principal de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en donde se pueden apreciar lavas pahoehoe tipo ropy, slabby, billowy y squeezey. Estas lavas se emplazaron a través de los tubos de lava encontrados en Los Encinos, lo que les dio un mayor alcance (Nieto-Torres *et al.*, 2022). Los tubos de lava que formaron las lavas que se encuentran cerca del estadio de Ciudad Universitaria y de la rectoría de la UNAM, muestran varias unidades de flujo y estructuras primarias (Nieto-Torres *et al.*, 2020). Las unidades de flujo muestran que estos derrames de lava tuvieron una evolución como la descrita por Hon *et al.* (1994) y Kauahikaua *et al.* (2003) para los derrames de lava activos de Hawaii, en donde se ha demostrado que los tubos empiezan presentando un patrón anastomosado, pero que con el tiempo el flujo de lava se concentra en pocos tubos principales. Se han detectado tubos maestros y tubos menores a diferentes profundidades, cuyo diámetro varía de 2 a más de 20 m (Nieto-Torres, 2020; Nieto-Torres *et al.*, 2022).

La erupción terminó con la emisión de derrames de lava aa menores que fluyeron desde las bocas SE y N que parcialmente cubrió los flujos de pahoehoe anteriores (Nieto-Torres *et al.*, 2023).

2. Metodología.

La información de campo y de trabajos previos se integró con nuevas técnicas para hacer un análisis del relieve. Con la información colectada se construyó un Modelo Digital de Terreno (MDT) de 10 m de resolución y se hizo una simulación probabilística de los derrames de lava del volcán Xitle

2.1. Procesamiento digital del Modelo Digital de Elevación (MDT) para la reconstrucción de paleo-relieve.

A partir de datos LiDAR (Light Detection And Ranging) de INEGI, en el programa SIG ArcGIS 10.4 se construyó un Modelo Digital de Elevación para obtener el relieve actual de la zona cono del volcán Xitle y sus derrames de lava con una resolución de 5 m. Se construyeron manualmente las curvas de nivel cada 10 m con el propósito de eliminar el efecto de los derrames de lava del volcán Xitle de la topografía actual y reconstruir el

relieve preexistente (paleo-relieve). Esto se realizó modificando los vértices de las curvas de nivel siguiendo la topografía de los depósitos de los volcanes pre-Xitle.

Los depósitos de los volcanes pre-Xitle se identificaron de acuerdo a la información de trabajos previos, como el Cordova *et al.*, (1994) y Martin Del Pozzo *et al.*, (1997); así como con datos de la morfología que se observa en una imagen satelital Landsat y verificación en campo. Se realizó el análisis de rugosidad del terreno y de dirección de pendientes con el MDT del relieve actual del área del volcán Xitle y con los espesores de los depósitos medidos en campo.

La reconstrucción del paleo-relieve del área del volcán Xitle se llevó a cabo en el programa SIG ArcGIS 10.4, con las nuevas curvas de nivel modificadas del relieve actual (Figura 4A), sin los derrames de lava del Xitle. Los vértices que conforman cada curva de nivel del relieve actual del Xitle, se modificaron de acuerdo a la morfología del relieve preexistente, que se investigó en trabajos publicados, en las imágenes satelitales y en el MDT, constatado con el trabajo de campo. Con este procesamiento de información, se obtuvieron las nuevas curvas de nivel con las características del relieve pre-existente. Se hizo una Red Irregular Triangular (TIN por sus siglas en inglés) a partir de

las nuevas curvas de nivel. El TIN es una forma de datos geográficos digitales basadas en vectores que se construye mediante la triangulación de los vértices (puntos) de las curvas de nivel. A partir del TIN se creó una nueva superficie ráster (MDT) y se creó un HillShade (mapa de sombras) con resolución de 10 m que contiene las características del paleo-relieve (Figura 2).

2.2. Simulación integral del derrame de lava total del volcán Xitle.

Una vez que se generó el nuevo MDT con la topografía previa a la erupción del Xitle, se hizo una simulación integral del derrame de lava total del volcán Xitle para verificar que la reconstrucción del paleo-relieve fuera correcta y para calibrar el modelo. Posteriormente, se realizó la simulación de cada derrame de lava individualmente. Se usó el programa Q-LavHA (Quantum-Lava Hazard Assessment) que es un complemento de libre acceso del programa SIG QGIS (Quantum GIS) que simula la probabilidad en cada pixel del (MDT) de que un derrame de lava lo invada (Mosseoux *et al.*, 2016). Los parámetros usados para la simulación integral de derrame de lava del Xitle fueron los valores máximos de la longitud y espesor del derrame de

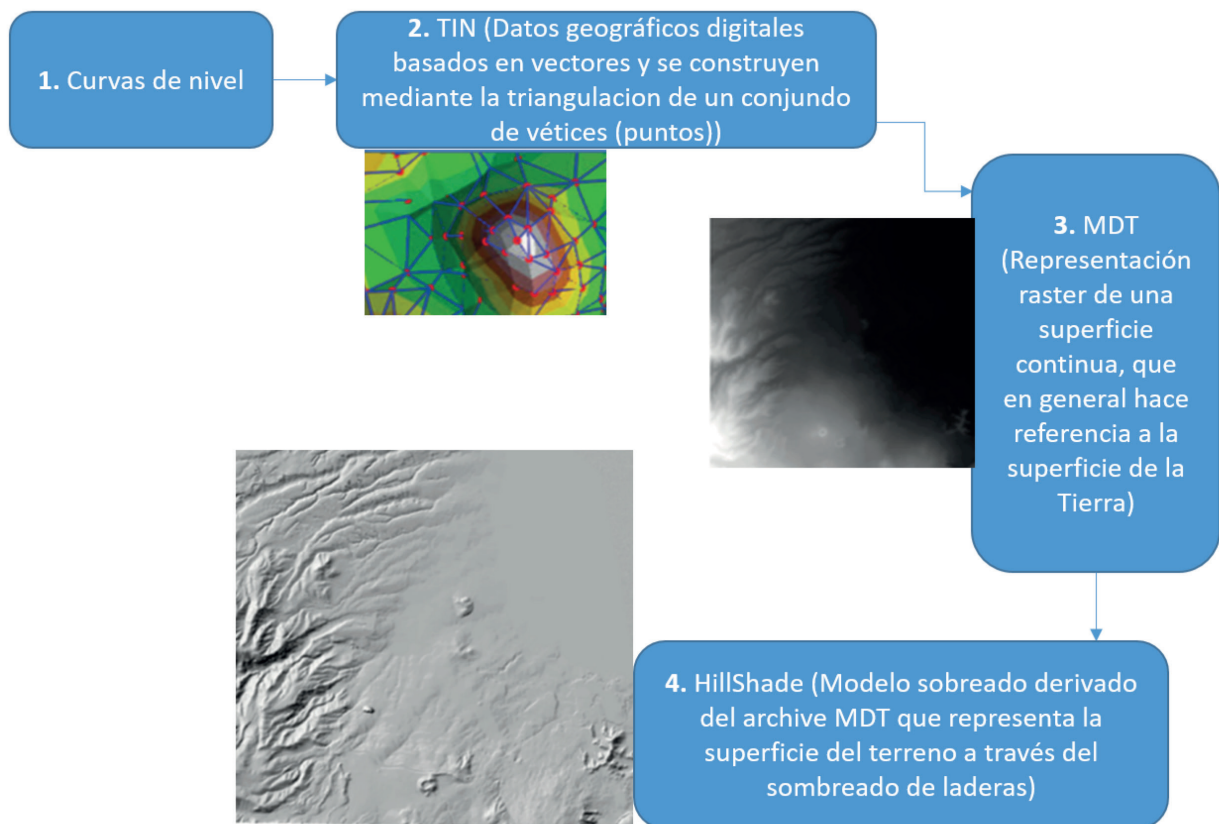


Figura 2. Procedimiento llevado a cabo para obtener el relieve previo a la erupción del Xitle.

lava total que se midió en campo, en el (MDT) y en una imagen satelital Landsat (Tabla 1). Además, se consideró que toda la lava se emitió en un solo evento. El emplazamiento de los derrames de lava en la realidad son controlados por una interacción compleja entre la tasa de efusión, la topografía, la viscosidad de la lava, el límite elástico, los procesos de enfriamiento, la morfología y la dinámica de propagación. Sin embargo, la mayoría de las veces no se cuenta con estos datos. El programa Q-LavHA propone tres modelos para obtener un buen ajuste a la trayectoria real de un derrame de lava dependiendo del tipo de datos que se tengan. Estos modelos utilizan un valor de longitud máxima del derrame de lava (L_{max}), una función estadística de probabilidad de longitud (L_{normal}) o las propiedades termorreológicas de un flujo de lava (FLOWGO @Q-LavHA). En este trabajo se usó el modelo del valor máximo de longitud de la lava (L_{max}), su espesor (H_c) y MDT del paleo-relieve. La propagación espacial del derrame de lava simulado con este programa está limitada por la pendiente probabilística más pronunciada. El programa incluye factores de corrección que permiten que el flujo simulado supere pequeños obstáculos topográficos y rellene espacios (H_p). Se puede definir el tipo de boca eruptiva desde la que se llevará a cabo la simulación, que puede ser desde una o varias bocas eruptivas o desde una fisura. El programa permite establecer el número de iteraciones que se deseen (Mosseoux *et al.*, 2016).

En la simulación general, se consideró que el espesor acumulado promedio de los derrames del Xitle es de 25 m y que su longitud máxima es de 13 km. Se usó como punto de emisión de la lava una fisura de 1.3 km de longitud formada por bocas separadas cada 100, parecido a como se formó el Xitle. Se hicieron simulaciones de 1500 iteraciones debido al tiempo de procesamiento y a la capacidad de cómputo (Tabla 1).

2.3. Procesamiento para identificar paleo-ríos.

Se identificó la distribución y cause de los paleo-ríos mediante el estudio de la acumulación y dirección de flujo en el paleo-re-

lieve, este procesamiento se llevó a cabo en el programa SIG ArcGIS. Se remuestreó el paleo-relieve con resolución de 10 m a resolución de 30 m, para obtener una mejor visualización de los canales de los ríos, ya que con rásters de alta resolución los pixeles son más pequeños y la simulación de la dirección de flujo se visualiza en áreas muy pequeñas. Posteriormente, se procesó el MDT para obtener la Dirección de Flujo (Flow Direction), que mostró la dirección de flujo de cada pixel según la pendiente más abrupta. Después se procesó el ráster de Dirección de Flujo para obtener el ráster de Acumulación de Flujo (Flow Accumulation), que se calculó como el peso acumulado de todos los pixeles del ráster que fluyen en cada pixel de pendiente descendente. Los pixeles con una dirección de flujo indefinida solo reciben flujo; no contribuyen a ningún flujo pendiente abajo. Los pixeles de salida con una alta acumulación de flujo son áreas de flujo concentrado, los cuales pueden usarse para identificar canales de corrientes (ríos) (Esri, 2016). Finalmente, se procesó el ráster de Acumulación de Flujo para obtener el ráster de Orden de Flujo (Stream Order), donde se asignó un orden numérico a los ríos y se utilizó el método de clasificación de ríos de Strahler (1952; 1957), en el que la clasificación de un río solo aumenta cuando los ríos del mismo orden se intersecan. Esta metodología explica que cuando dos ríos de primer orden se intersecan forman un río de segundo orden, y cuando dos ríos de segundo orden se intersecan forman un río de tercer orden y así consecutivamente.

2.4. Simulación de los derrames de lava individuales del volcán Xitle.

Se cartografiaron los derrames de lava reales del volcán Xitle de acuerdo con el trabajo de campo y los trabajos anteriores de Martin Del Pozzo *et al.* (1997); Delgado *et al.* (1998), Siebe (2000), Nieto-Torres y Martin Del Pozzo (2019), Nieto-Torres *et al.* (2022), así como con sus morfologías observadas en el MDT y en las imágenes de satélite Landsat del año 2020.

Los derrames individuales también se simularon sobre el paleo-relieve con el programa probabilístico Q-LavHA. Cada derrame se simuló de acuerdo con sus características de espesor, longitud y la ubicación de la boca de donde se originó. Los derrames de lava fueron simulados de manera independiente con un MDT del paleo-relieve. En cada simulación se obtuvo un nuevo MDT que fue usado para simular el siguiente derrame de lava. Esto se realizó con el objeto de que el próximo derrame tomara una trayectoria lo más parecida a la realidad, de acuerdo con los cambios morfológicos que se fueron produciendo con el emplazamiento de los derrames de lava. Cada nuevo MDT se obtuvo sumando el (MDT) de la simulación del derrame de lava anterior con el MDT de la simulación de derrame de lava obtenido. Estos nuevos MDT se remuestrearon a 30 m para los

Tabla 1. Parámetros usados para la simulación del derrame de lava general total con el programa Q-Lavha.

Coordenadas de la fisura	475845.514E 2127943.826N a
477347.028E 2127990.128N	
Distancia entre bocas eruptivas (13)	100 m
H_c (espesor de la lava)	42 m
Longitud de derrame	13000 m
H_p (corrección topográfica)	26
Número de iteraciones	1500

sitios correspondientes a esos píxeles en la realidad no fueron inundados por la lava, debido a que se salen de las áreas reales inundadas por los derrames de lava reales del volcán Xitle.

2.5. Estimación del ajuste de los derrames de lava simulados del volcán Xitle.

Se verificó la trayectoria de las simulaciones de los derrames de lava para conocer qué tan parecidas fueron a los derrames de lava reales. Se calcularon las áreas de los derrames de lava reales y visibles, así como de los derrames simulados, con lo que se calculó la subestimación, sobreestimación y el positivo verdadero de cada derrame de lava según las fórmulas de Mosseoux *et al.* (2016).

La subestimación indica las áreas que no fueron inundadas en los resultados de la simulación pero que si fueron inundadas por los derrames de lava reales (Eq.1). La sobreestimación se refiere a las áreas que fueron inundadas por los derrames simulados pero que no fueron cubiertas por los derrames de lava reales (Eq. 2). El positivo verdadero indica la precisión entre la distribución de los derrames de lava simulados y los derrames de lava reales. Mientras más se acerque a 1 el valor del positivo verdadero, mejor se habrán simulado los derrames de lava (Eq. 3). La suma de estos tres parámetros debe dar 1.

$$\text{Subestimación} = \frac{Ar - (As \cap Ar)}{As \cup Ar} \quad (1)$$

$$\text{Sobreestimación} = \frac{As - (As \cap Ar)}{As \cup Ar} \quad (2)$$

$$\text{Positivo verdadero} = \frac{As \cap Ar}{As \cup Ar} \quad (3)$$

Dónde: As es el área simulada y Ar es el área real.

3. Resultados

3.1 Reconstrucción del paleo-relieve.

En el MDT del relieve actual de la zona del volcán Xitle destacan las estructuras que fueron parcialmente cubiertas por sus derrames de lava. Estas estructuras son los volcanes Cuilotepec y Coatzontle, y los montículos (*hummocks*) del volcán Ajusco como el cerro Zacatépctl y el Bosque de Tlalpan, así como la pirámide de Cuicuilco (Figura 3).

Las curvas de nivel cada 10 m que se obtuvieron del MDT del relieve actual de la zona de los derrames de lava del volcán Xitle se muestran en la Figura 4A. Los vértices que conforman cada curva de nivel, se modificaron de acuerdo a la morfología del relieve preexistente, con lo que se obtuvieron las nuevas curvas de nivel con las características del relieve pre-existente (Figura 4B). Se creó una nueva superficie ráster con resolución de 10 m que contiene las características del paleo-relieve, como se explicó en la sección 2.1.

En el paleo-relieve se muestra la abrupta pendiente orientada hacia el nor-noreste y los antiguos depósitos de lavas de los volcanes pre-Xitle antes mencionados. Esta pendiente llegó a ser de hasta 31° en la parte sur y más alta de la zona y de 4° en las partes más bajas, al norte del área del volcán Xitle (Figura 4B).

3.2. Simulación integral de los derrames de lava del volcán Xitle

En la simulación integral de los derrames de lava total del Xitle se considera que toda la lava se emplazó en un único evento. Los colores indican la probabilidad de inundación (Figura 5). El color rojo indica los lugares con mayor probabilidad de ser inundado por el derrame de lava simulado, mientras que el color verde oscuro indica los lugares donde la probabilidad de inundación por la lava simulada fue menor.

Los derrames de lava simulados siguen una trayectoria muy parecida a la del derrame de lava original, es decir, se dirige al principio al norte y al encontrarse con los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel gira hacia noreste; por lo tanto, la reconstrucción del paleo-relieve es correcta y la calibración del programa fue adecuada (Figuras 5).

Los resultados obtenidos de sobreestimación y subestimación son bajos para la simulación hecha con el programa Q-Lavha, siendo 0.24 y 0.07 respectivamente y el valor del positivo verdadero es de 0.69. Estos valores indican que se tiene una buena precisión y la simulación se acerca a la realidad. Las diferencias que existen entre el derrame de lava real total del volcán Xitle y el derrame general simulado se deben a que el programa Q-Lavha es un programa probabilístico que, además, solo permite simular un derrame a la vez, y como se explicó, el Xitle tuvo varios derrames de lava de diferentes espesores y longitudes, cuyas simulaciones serán mostradas más adelante.

3.3. Construcción y análisis de los paleo-ríos.

La reconstrucción de los paleo-ríos en el paleo-relieve muestra que antes de la erupción del volcán Xitle la zona tenía una compleja red de drenaje, con ríos de orden 1 a 7. Los paleo-ríos principales son los de mayor orden (4, 5, 6 y 7), que fueron los que controlaron el emplazamiento de los derrames de lava del

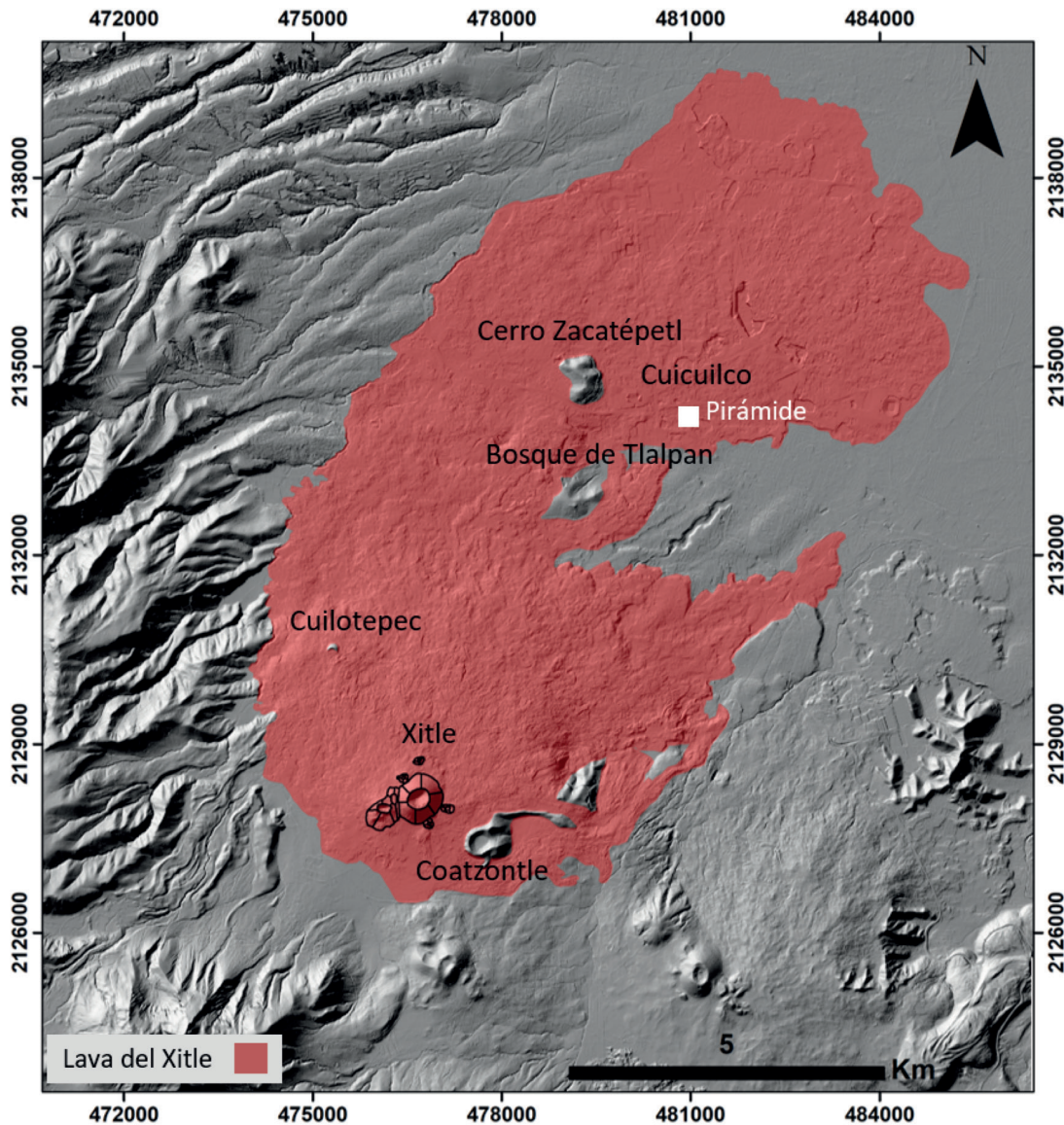


Figura 3. Relieve actual y estructuras antiguas observables dentro del derrame de lava del Xitle. Se muestra con el recuadro blanco la ubicación de la pirámide de Cuicuilco. En la parte norte del derrame de lava existieron lavas. Sin embargo, por actividades antropogénicas se crearon esos huecos. Estas zonas fueron canteras de donde extraían la lava, por lo que da la impresión de que no hay lava en esos sitios o están cubiertas por zonas urbanizadas actualmente, pero sí se encontraron las lavas del Xitle en esta área.

Xitle (Figura 6). El agua escurría por las abruptas pendientes de la Sierra de las Cruces, principalmente del Complejo Volcánico San Miguel, del volcán Ajusco y por los derrames de lava de los volcanes monogenéticos pre-Xitle. Los paleo-ríos principales desembocaban en el antiguo Lago de Xochimilco.

El paleo-río El Rosal tenía varios ríos tributarios que provenían del Complejo volcánico San Miguel. Este río fluía por 15.5 km hacia el noreste hasta llegar al Lago de Xochimilco.

El antiguo río Magdalena provenía de escurrimientos del Ajusco y de los escurrimientos del Complejo Volcánico San Miguel. El río tenía una longitud de 23 km y corría hacia el noreste y antes de llegar al Lago de Xochimilco también recibía aguas del Cerro Zacatépetl.

El paleo-río Cuicuilco tenía una longitud de 18 km y se originaba de los escurrimientos del volcán Ajusco, pasaba entre el Cerro Zacatépetl y el Bosque de Tlalpan hacia la zona arqueológica de Cuicuilco, hasta llegar finalmente al Lago de Xochimilco. También el cercano paleo-río Peña Pobre pasaba al lado de la zona arqueológica Cuicuilco y provenía de los escurrimientos del Ajusco y del volcán Coatzontle, el cual medía 19 km. Estos dos ríos antiguos se unían antes de llegar al Lago de Xochimilco. Ambos paleo-ríos tuvieron una especial importancia para la zona de Cuicuilco que se encontraba habitada cuando empezó la erupción. Es probable que el origen del lago que mencionan Lugo *et al.* (2001), sea el agua del paleo-río Peña Pobre.

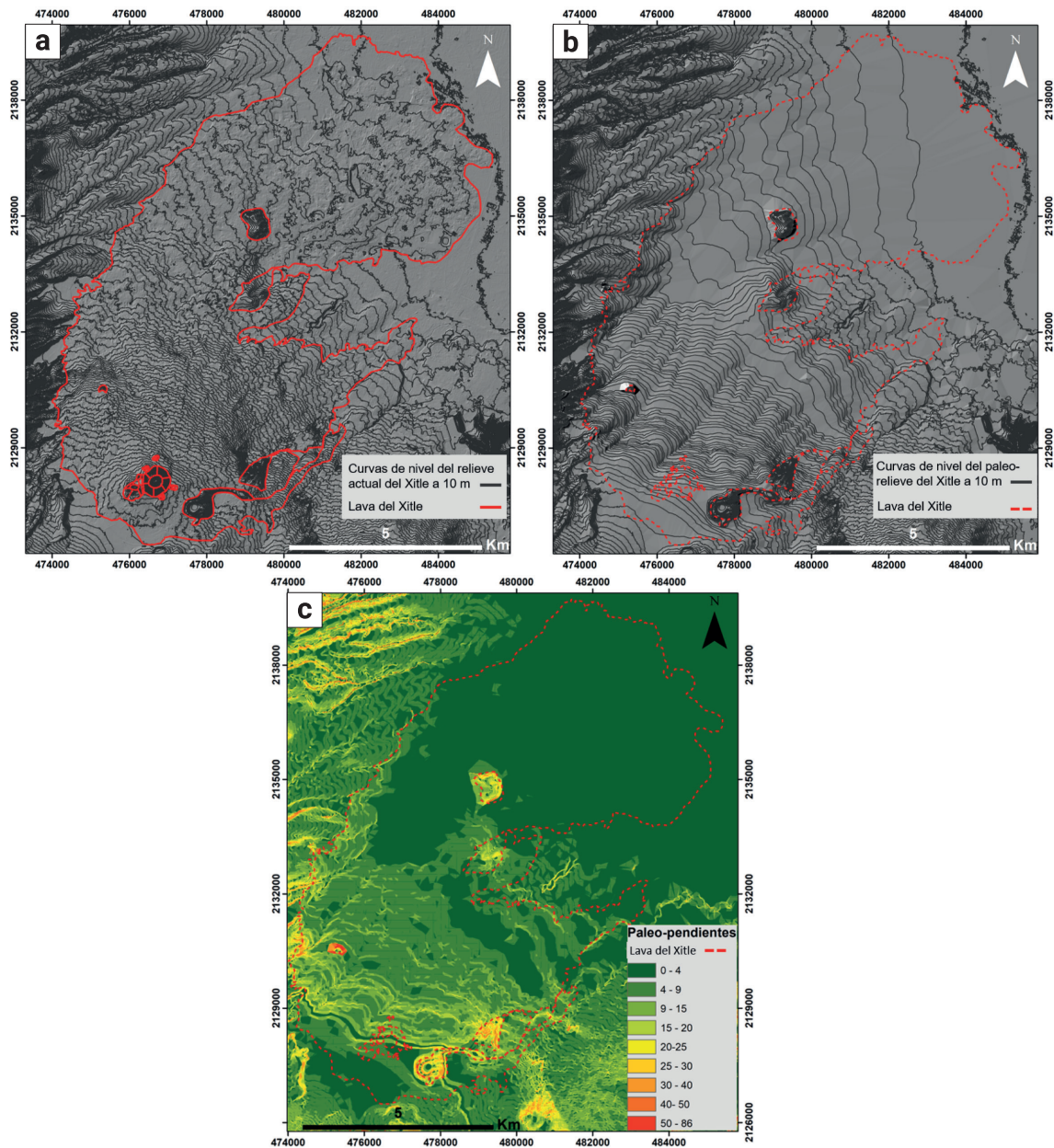


Figura 4. A. Mapa de las curvas de nivel cada 10 m del relieve actual de la zona del derrame de lavas del volcán Xitle. B. Mapa de las curvas de nivel modificadas cada 10 m del paleo-relieve de la zona del volcán Xitle. C. Mapa de pendientes del paleo-relieve del volcán Xitle.

El paleo-río Fuentes Brotantes provenía de los escurrimientos que viajaban por 9.7 km sobre las lavas del volcán Coatzontle.

Había también otros paleo-ríos que fluían por las lavas del volcán Yololica y otros cuyas aguas provenían del Complejo Volcánico San Miguel. Estos también desembocaban en el antiguo Lago de Xochimilco.

El análisis del orden de flujo de los paleo-ríos reconstruidos indica que los paleo-ríos fueron de orden 1 hasta 7. Sin embargo, los paleo-ríos principales son de orden 7 a 4 (marcados en líneas más gruesas) (Figura 6). Estos paleo-ríos principales jugaron un papel importante en el emplazamiento de los derrames de lava; además, fueron responsables de la formación de grandes tubos de lava.

En el Área Natural Protegida Los Encinos existen tubos de lava maestros (Nieto-Torres *et al.*, 2022). El desarrollo de estos tubos de lava se debe a que en este lugar existía la unión de varios afluentes grandes de agua provenientes del Ajusco y del Complejo Volcánico San Miguel que formaban el paleo-río Magdalena (Figura 6). La lava viajó por estos paleo-ríos dejando a su paso a estos grandes tubos de lava que actualmente se encuentran vacíos en esa zona. Con la erupción del volcán Xitle los ríos fueron represados cambiando sus trayectorias (e.g Magdalena) y algunos de ellos desaparecieron por completo como el río Cuicuilco (Cordova *et al* 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Figura 7).

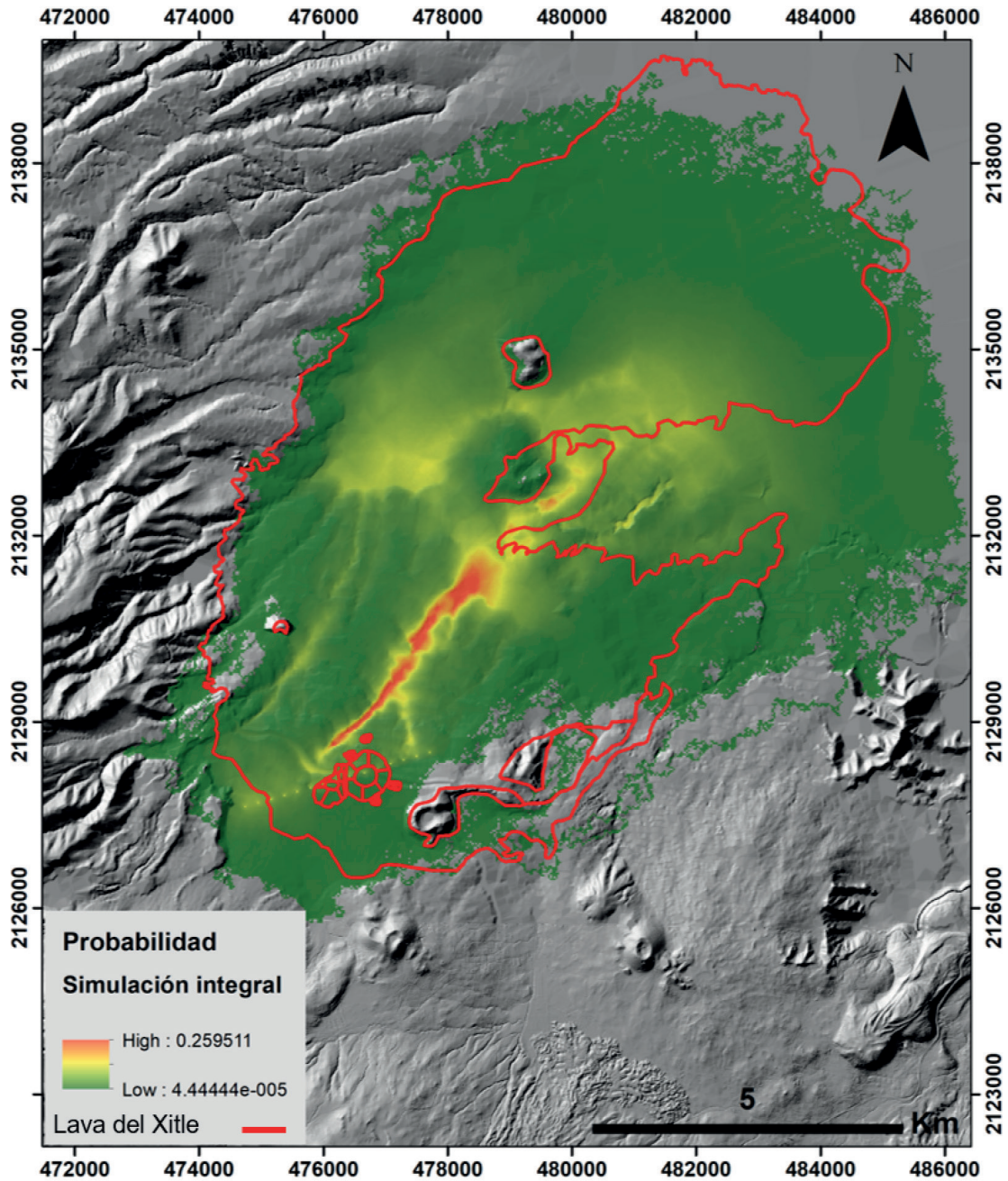


Figura 5. Resultado de la simulación integral del derrame de lava con el programa Q-Lavha. El color rojo indica el área con más alta probabilidad de inundación por las lavas simuladas y el verde el área con menor probabilidad. El contorno rojo indica la ubicación el derrame de lava general del volcán Xitle

3.4. Simulación de los derrames de lava del volcán Xitle.

Los derrames de lava del Xitle se emitieron desde bocas distintas y, los derrames de lava que se pueden apreciar en superficie cubren un área de 78.94 km². Las bocas principales son el cono del volcán Xitle, el Xicontle 1 y el Xicontle 2, las cuales se encuentran alineadas casi este/oeste, indicando la orientación de la fisura que dio origen a este volcán. Al N, NW y SE de esta fisura nacieron otras tres bocas secundarias por las que también

se emitió lava (Figura 8). Se simuló cada derrame de lava de acuerdo al orden de emplazamiento (Figura 9 y 10).

Derrame X1

El derrame que se muestra en verde se originó de la Boca 1 del Xicontle 1. Se emitió inicialmente como lava pahoehoe y cambió a lava aa debido a un aumento en la tasa de efusión y a que este derrame se movió desde la pendiente pronunciada del paleo-relieve hasta terreno plano. Este derrame de lava cubrió

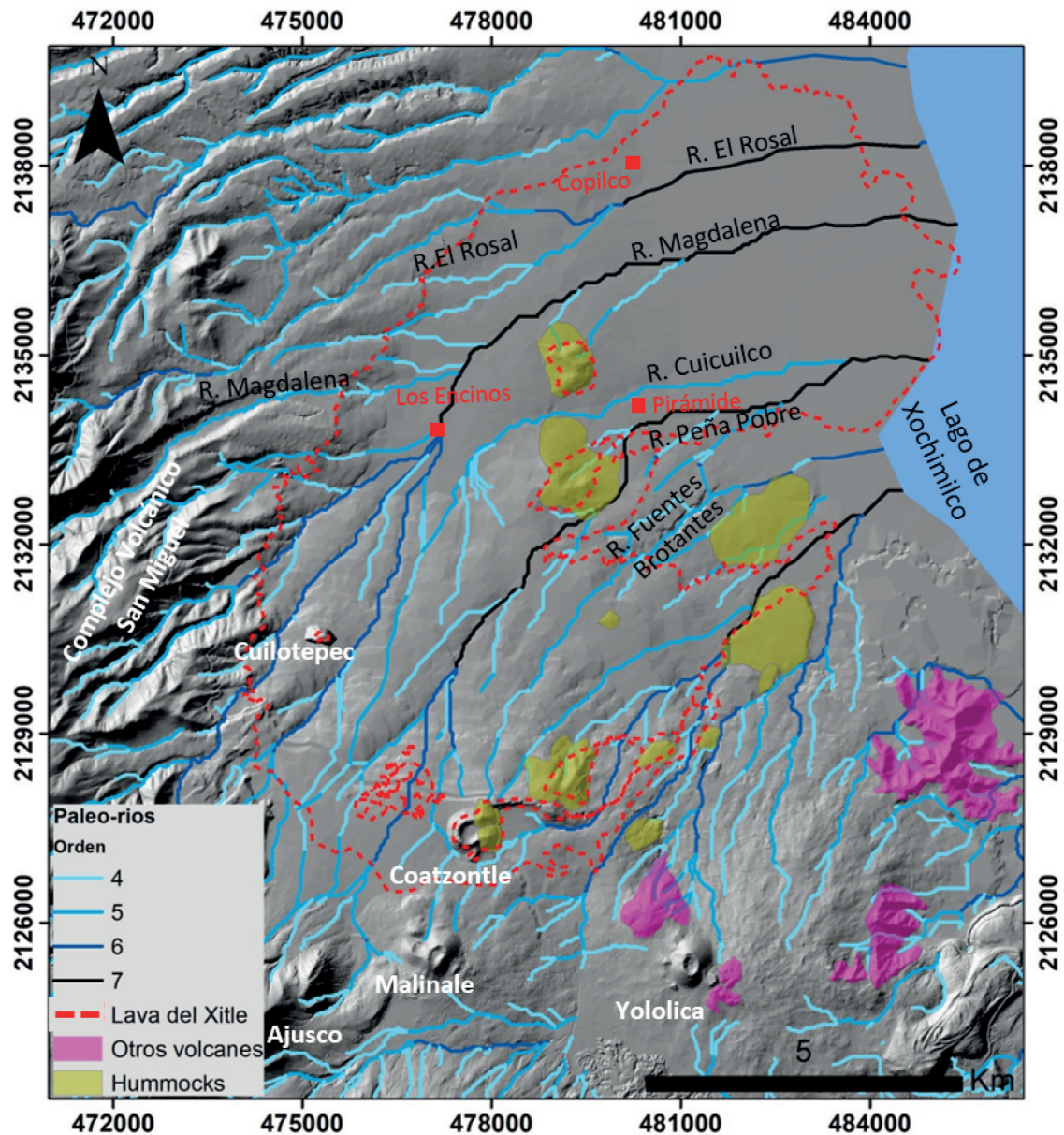


Figura 6. Mapa de Acumulación de flujo y del orden de los paleo-ríos. Los paleo-ríos principales se muestran en negro. Las líneas punteadas rojas indican el contorno del derrame de lava general y el cono del volcán Xitle. Además, se señalan con un recuadro rojo sitios de referencia actuales para mejorar la ubicación en el mapa. Se señala en negro el nombre que cada paleo-río y en marrón los nombres de los volcanes pre-Xitle.

un área de 14.57 km² y su volumen final fue de ~0.058 km³. Al inicio el derrame de lava tomó dirección hacia el oeste y el norte bajando por los canales de los afluentes de los paleo-ríos Peña Pobre, Cuicuilco y Magdalena. Este derrame X1 cambió de dirección hacia el nor-noreste cuando llegó a la zona de lavas y lahares del Complejo Volcánico San Miguel emplazándose por los paleo-canales del paleo-río Magdalena, cubriendo parcialmente al volcán Cuilotepec y a sus derrames de lava. Los valores más altos de probabilidad de inundación por lava se muestran en color rojo (0.263), donde se encontraban los paleo-ríos, mien-

tras que las de color verde representan los valores más bajos (0.000306) (Figura 9A).

Derrame X2

Este derrame de tipo aa es el más pequeño, cubrió un área de 2.78 km² y tiene un volumen de ~0.0083 km³. Se emitió también de la Boca 1 del Xicotl 1 pero se emplazó principalmente al norte y una pequeña parte al sur por el paleo-río Peña Pobre. La lava no fluyó hacia el oeste porque al oeste ya se encontraba emplazado el derrame de lava X1. Actualmente solo se observa

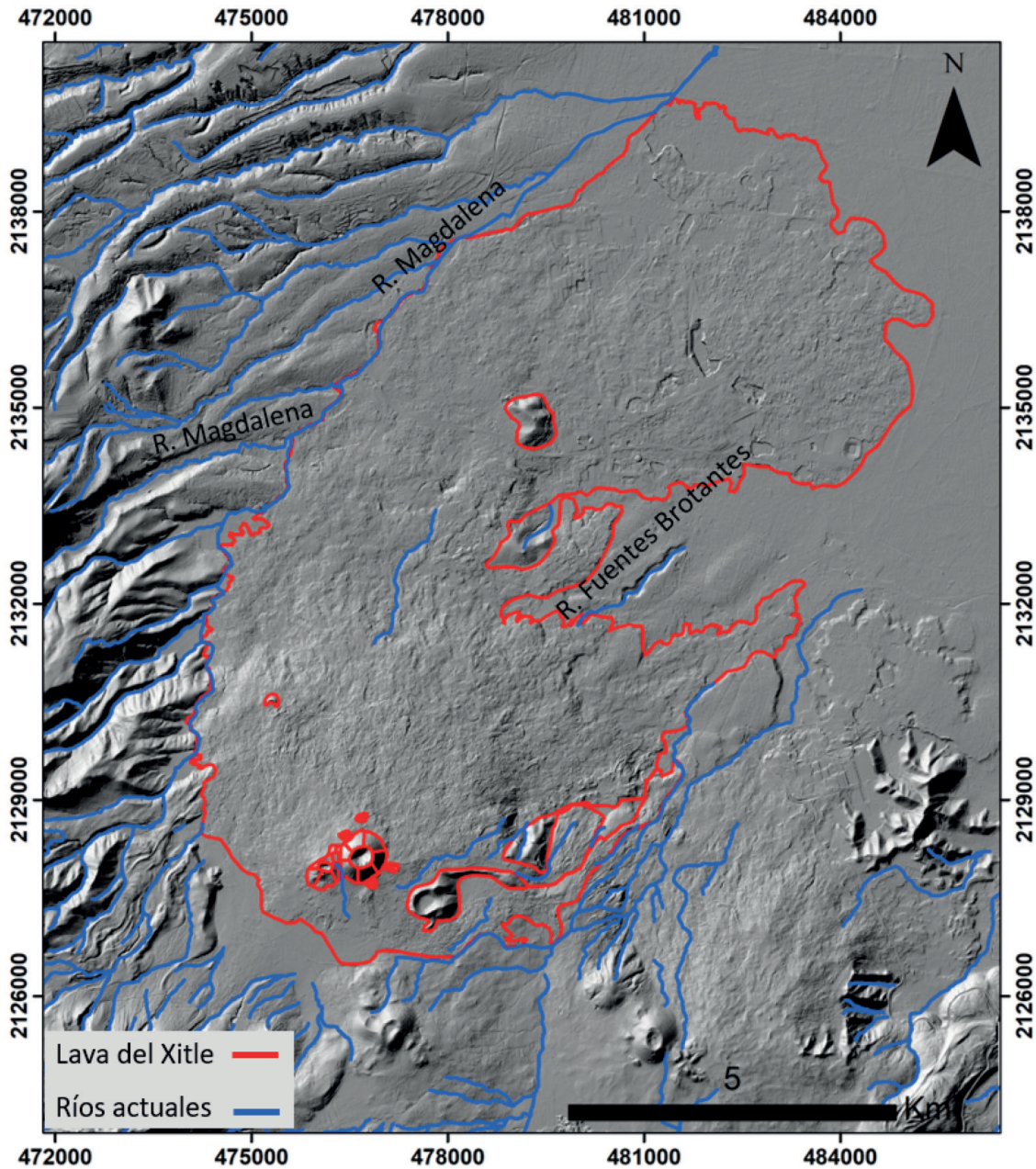


Figura 7. Mapa de la configuración actual de los ríos modificados por las lavas del volcán Xitle.

el derrame X2 al sur, ya que la lava que se emplazó hacia el norte fue enterrada por los derrames de lava posteriores (X5, X6, X8 y X9). Los valores más altos de probabilidad de inundación por la lava simulada (0.352) se muestran principalmente en las barrancas (Figura 9A).

Derrame X3

Este derrame de tipo pahoehoe, se originó del cono Xicontle 2, al este del cono principal del Xitle. Este derrame de lava cubrió un área de 7.62 km² y tiene un volumen de ~0.0304 km³. Una

parte del derrame se dirigió al norte, por las barrancas donde escurrían afluentes de los paleo-ríos Peña Pobre y Fuentes Brotantes y sobre los derrames de lava del volcán Coatzontle. Este derrame de lava presenta tubos de lava menores. Al inicio, el derrame X3 tomó dirección al sureste, pero se topó con el cono del volcán Coatzontle lo que hizo que cambiara de dirección hacia el este rodeándolo. Otra parte de este derrame se dirigió al noreste y otra más pequeña hacia el este (Figura 9B). Después el derrame se encontró con un *hummock* del Ajusco, al cual rodeó dirigiéndose hacia el norte. Los valores más altos de probabilidad

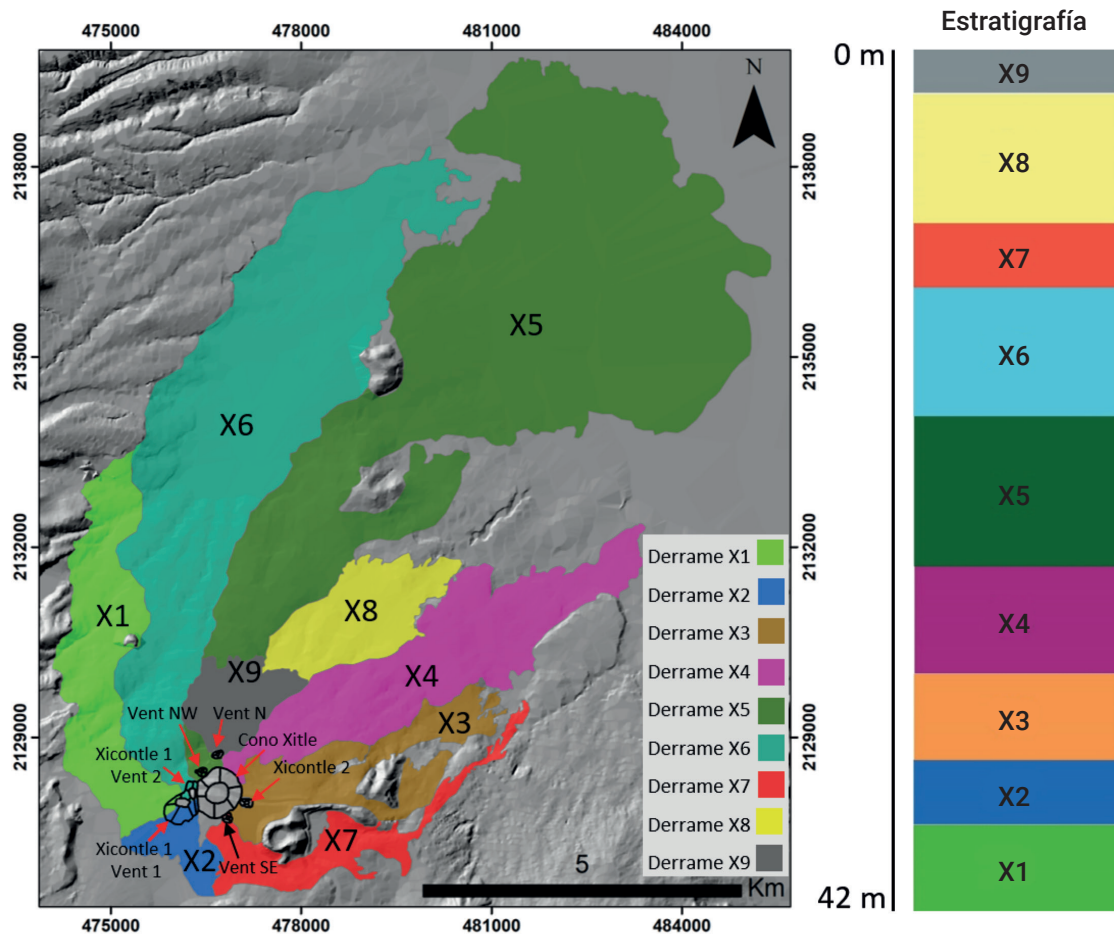


Figura 8. Mapa de las siete bocas del volcán Xitle y sus nueve derrames de lava (Modificado de Nieto, 2020). Se muestra también un perfil estratigráfico que representa los 9 derrames de lava y sus espesores de acuerdo a los parámetros mostrados en la Tabla 2.

de inundación por lava (0.271) se muestran en color naranja, y predominan donde se encuentran las barrancas.

Derrame X4

Este derrame es de tipo aa y se emitió desde la base del cono principal del Xitle. Se extendió por un área de 15.08 km² con un volumen de ~0.075 km³. Cubrió la parte norte de los derrames X2 y X3. Se dirigió al norte y noreste hasta llegar al *hummock* Bosque de Tlalpan que lo desvió hasta que finalmente se detuviera. El derrame X4 viajó sobre las lavas del volcán Coatzontle y por las barrancas donde escurrían los afluentes de los paleo-ríos Peña Pobre y Fuentes Brotantes. Los valores más altos de probabilidad de inundación por lava (0.145) se muestran en color verde (Figura 9C).

Derrame X5

Este derrame de tipo pahoehoe es el más grande (~13 km) y se originó de la Boca NW. Cubrió un área de 43.30 km² y tiene un volumen de ~0.34 km³. El derrame X5 avanzó inicialmente

sobre las lavas de los derrames X1, X2, y X4 cubriendo también en parte los depósitos de avalancha del volcán Ajusco. Este derrame se emplazó por los paleo-ríos Cuicuilco, Peña Pobre y Magdalena, que ya habían sido rellenados parcialmente por los derrames de lava anteriores. Al llegar al Bosque de Tlalpan y al cerro Zacatépétl los rodeó y cubrió parcialmente. El derrame de lava también cubrió la zona arqueológica de Cuicuilco. Una parte del derrame viajó por el paleo-río Cuicuilco desapareciéndolo y por el paleo-río Magdalena, modificando parte de su cauce. El derrame después continuó hacia el este-noreste. Los valores más altos de probabilidad de inundación por la lava se muestran en color rojo (0.487) (Figura 9D).

Este derrame tuvo menor viscosidad, con una tasa de efusión de ~5 m³/s (Delgado *et al.*, 1998). Al bajar por una pendiente tan abrupta y a través de los cauces de los paleo-ríos, se formaron varios tubos de lava. En la parte alta y más cercana al cono estos tubos se encuentran vacíos, mientras que en la parte baja, p. ej. Ciudad Universitaria de la UNAM se encuentran rellenos. Este derrame está formado por varias unidades de flujo, lo que

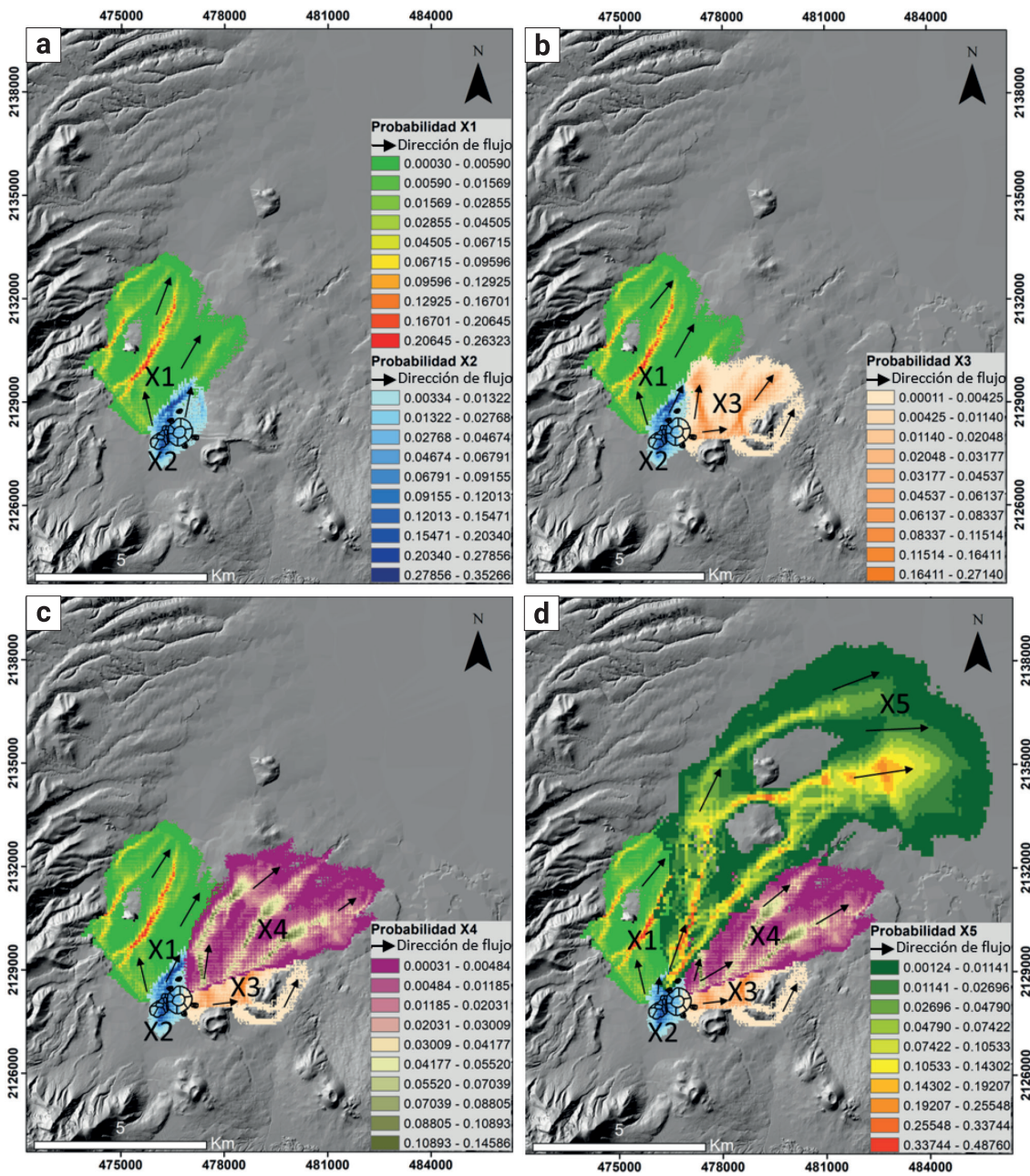


Figura 9. (A) Derrames X1 y X2; (B) Derrame X3; (C) Derrame X4; (D) Derrame X5. Las flechas indican las direcciones de flujo de la lava.

propició grandes espesores de lava. Se pueden observar también estructuras típicas de los tubos de lava, como levantamientos de lava (*lava rise*), túmulos (*tumulis*) y hornitos. Los *lava rise* ocurren cuando la lava fluye por dentro levantando la superficie del derrame ya solidificado. Los hornitos se originan por la fractura de un tubo de lava por donde sale lava levantando la parte superficial ya endurecida. Los túmulos se forman cuando la lava es empujada hacia la superficie desde abajo.

Derrame X6

Este derrame que se originó de la Boca 2 del Xicontle 1, es de tipo pahoehoe. Cubrió parte de los derrames X1 y X5 cuando

se emplazó por las mismas barrancas, o sea por los paleo-ríos Cuicuilco y Magdalena; que estaban parcialmente rellenos.

Este derrame rodeó la parte este del volcán Cuilotepec y es el segundo derrame más largo y grande, con una longitud de ~10 km, un área de 13.98 km² y un volumen de ~0.083 km³. Modificó por completo el drenaje del paleo-río Magdalena, desplazando su cauce hacia la orilla oeste del derrame en contacto con los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel perteneciente a la Sierra de las Cruces. Las zonas con mayores probabilidades de inundación por lava (0.518) se muestran en color rosa (Figura 10E).

Este derrame también tuvo una baja viscosidad y viajó al igual que el derrame X5 por una pendiente muy abrupta, por lo

que también presenta tubos de lava. En el Área Natural Protegida Los Encinos se pueden observar grandes tubos vacíos con estructuras de varios niveles.

Derrame X7

Este derrame que se originó de la Boca SE es de tipo aa, cubrió un área de 3.42 km² y tiene un volumen de ~0.0102 km³. Se dirigió al este-sureste debido a que el anterior derrame de lava X3 obstruyó el paso hacia el norte. El derrame X7 rodeó al volcán Coatzontle por el sur hasta que llegó a las lavas del volcán Yololica donde tomó dirección hacia el noreste (Figura 10F). Las áreas con mayor probabilidad de inundación por la lava simulada se muestran en color rojo (0.617).

Derrame X8

Este derrame de tipo aa se originó de la Boca N. Este derrame de lava cubrió 5.38 km² y tiene un volumen de ~0.032 km³. Siguió una trayectoria hacia el nor-noreste, en el contacto entre los derrames X6 y X5, siguiendo los cauces de los paleo-ríos de Fuentes Brotantes y Peña Pobre, que ya estaban parcialmente rellenos por los derrames X3, X4 y X5. El derrame X8 cubrió parte de los derrames X4 y X5. Las zonas con la probabilidad más alta (0.463) se muestran en color café (Figura 10G).

Derrame X9

Este derrame de lava es de tipo aa y se originó también de la Boca N. Fue el último derrame de lava del volcán Xitle y se emplazó sobre el derrame X8 con una trayectoria parecida, pero de menor alcance. Cubrió un área de 1.39 km² y tiene un volumen de ~0.041 km³.

Los valores más altos de probabilidad por inundación de lava simulada (0.5839) se muestran en color blanco (Figura 10H).

3.5. Estimación del ajuste de las simulaciones de lava del volcán Xitle.

Los valores más altos de sobreestimación son para los derrames X1, X2, X3 y X4, debido a que estos derrames de lava están parcialmente cubiertos por los derrames de lava X5, X6, X8 y X9. El valor para el derrame X7 vuelve a ser ligeramente alto, ya que una parte de él está enterrada por los derrames X8 y X9.

La subestimación es baja para todas las simulaciones, excepto en los derrames X6 y X7, debido a los cambios de pendientes del paleo-relieve (Figuras 9F y 9G).

En el caso de los resultados del positivo verdadero, se obtuvieron valores de entre 0.22 y 0.62, lo que indica que en general se obtuvo un buen ajuste a los derrames de lava originales del Xitle (Tabla 3; Figura 11).

Actualmente no existe un programa en el que se puedan

simular derrames de lava compuestos, pero los resultados aquí obtenidos dan una buena aproximación a la realidad

4. Discusión

Trabajos anteriores no reportaron los dos últimos derrames de lava de tipo aa (X8 y X9) (Delgado-Granados *et al.*, 1998 y Siebe, 2000). En el paleo-relieve reconstruido se simularon 9 derrames de lava del volcán Xitle mapeados en campo.

La reconstrucción del paleo-relieve se realizó modificando cada curva de nivel a partir de interpretaciones de la morfología del relieve actual que se observa en las imágenes satelitales y en el MDT. También se consideraron los afloramientos en campo, así como los espesores de los derrames de lava y la información publicada (Cordova *et al.*, 1994; Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Delgado-Granados *et al.*, 1998; Siebe, 2000; Nieto-Torres, 2020). En algunas zonas, sin embargo, los espesores de los derrames y la ubicación de los ríos se tuvieron que estimar porque actualmente se encuentran cubiertos por depósitos más recientes, lo que pudo resultar en algunas sobrestimaciones o subestimaciones en las simulaciones.

En el paleo-relieve reconstruido se hizo una simulación integral de los derrames de lava del volcán Xitle, considerando que toda la lava se emitió en un solo evento. Sin embargo, como se ha explicado, durante la fase efusiva de la erupción del Xitle, se emitieron 9 derrames de lava individuales, algunos compuestos. La simulación integral se llevó a cabo para verificar que la reconstrucción del paleo-relieve fuera correcta y para calibrar el modelo. En la simulación la trayectoria debía ser igual o similar a la del derrame original del volcán Xitle, para confirmar que el paleo-relieve fue reconstruido correctamente y para tener una calibración adecuada del programa. El resultado de esta simula-

Tabla 3. Resultados de la sobreestimación, subestimación y el positivo verdadero de los derrames de lava individuales simulados del volcán Xitle.

Derrame	Sobreestimación	Subestimación	Positivo Verdadero	Suma
X1	0.54	0.22	0.24	1
X2	0.59	0.19	0.22	1
X3	0.44	0.09	0.47	1
X4	0.51	0.05	0.44	1
X5	0.31	0.16	0.53	1
X6	0.16	0.34	0.50	1
X7	0.36	0.30	0.34	1
X8	0.30	0.16	0.54	1
X9	0.12	0.26	0.62	1

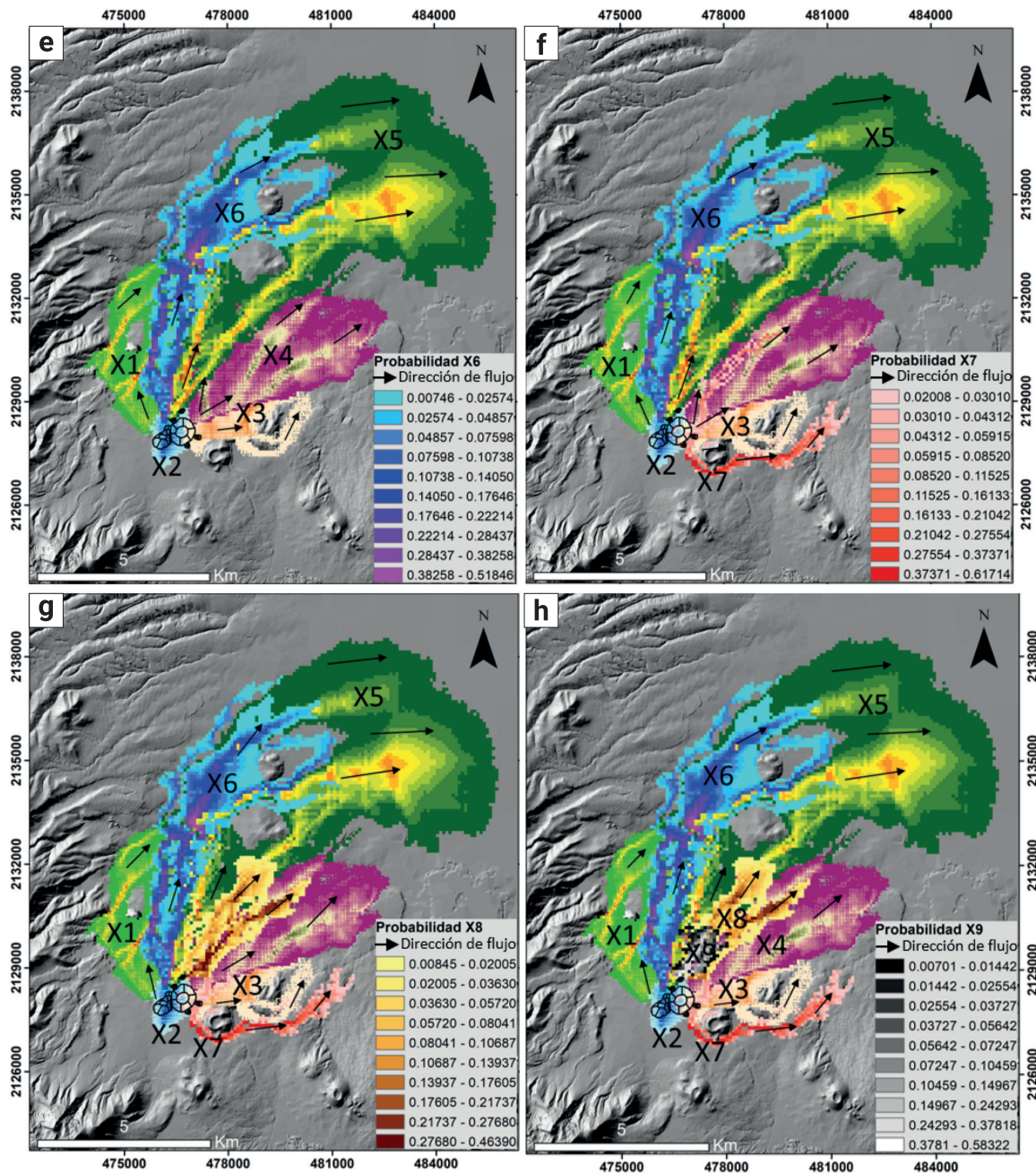


Figura 10. (E) Derrame X6; (F) Derrame; (G) Derrame X8; (H) Derrame X9. Las flechas indican las direcciones de flujo de la lava.

ción sigue una trayectoria muy parecida a la del derrame de lava original (Figura 3), mapeado por Crodova *et al.*, (1994); Martin Del Pozzo *et al.*, (1997); Delgado-Granados *et al.*, (1998); Siebe (2000) y Nieto (2020). Es decir por que al inicio, el derrame de lava se dirigió al norte y después giró hacia noreste al encontrarse con los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel. Por esta razón, se puede decir que la reconstrucción del paleo-relieve es correcta. Sin embargo, los resultados de esta simulación muestran algunos huecos en donde debería haber lava. Estos huecos existen debido a que para correr esta simulación de verificación

del paleo-relieve y de calibración del modelo, se usaron los parámetros totales de espesor y longitud de todos los derrames de lava juntos (Tabla 1). Es decir, que en esta simulación no se consideran los parámetros individuales de cada derrame de lava.

Después de esta simulación integral se llevó a cabo la simulación de los nueve derrames de lava del volcán Xitle, también sobre el paleo-relieve. Estos se emitieron de siete bocas diferentes, cuatro de las cuales se encuentran alineadas en dirección este/oeste. Durante la fase efusiva de la erupción, el volcán Xitle emitió lavas pahoehoe de tipo *ropy*, *billowy*, *squeezy*, *slabby*

y *pillow* que se encuentran en la zona de Ciudad Universitaria (UNAM) y también se observó en un pequeño afloramiento de *pillow* lavas en Cuicuilco, donde la lava entró a un pequeño cuerpo de agua. También hay derrames de lava aa de tipo *spiny*.

La fase efusiva de la erupción inició con la emisión de lava que formó la boca 1 del Xicontle 1, desde la que se emitieron los derrames de lava X1 y X2, que son de tipo transicional y aa respectivamente. El cambio de tipo de lava pahoehoe a tipo aa en el derrame de lava X1 se dio con el aumento en la tasa de efusión mientras fluía el derrame de lava. Esta transición ocurrió, además, porque el derrame inicial se movió desde la abrupta pendiente (en donde fué más rápido) hasta terreno plano (en donde disminuyó su velocidad).

Posteriormente disminuyó la tasa de efusión y se formó el Xicontle 2, desde donde se emitió el derrame X3 de tipo pahoehoe. Hubo un incremento en la tasa de efusión y se emitió el derrame de lava X4 de tipo aa, desde el cono principal.

La tasa de emisión disminuyó y se formó la boca secundario NW por el que fluyó lava pahoehoe formando al derrame X5. Después se formó la boca 2 del Xicontle 1, por donde se emitió también lava pahoehoe dando origen al derrame X6. Estos dos derrames de lava viajaron por la abrupta pendiente del paleo-relieve, que era de hasta 31° en las partes más altas (al S del área) y por los paleo-ríos, características que dieron lugar a que se formaran varios tubos de lava.

En el Área Natural Protegida Los Encinos existen dos derrames de lava sobrepuestos: el derrame X6 sobre el X5 (Figuras 9D y 10E). En el paleo-relieve se observa que en este sitio ocurría un cambio de pendiente y existía la unión de varios afluentes que formaban al paleo-río Magdalena (Figura 6). Por esta razón en esta zona se formaron grandes tubos de lavas (Nieto-Torres et al., 2022). Estos tubos que bajaban la abrupta pendiente alcanzaron la gran llanura lacustre que impidió su drenaje, lo que resultó en el rellenado de los tubos de lava.

Hay notables diferencias entre los derrames de lava pahoehoe de los derrames X5 y X6, con el X3 antes mencionado, ya que, aunque son el mismo tipo de lava no presentan las mismas estructuras. Mientras que los derrames X5 y X6 presentan grandes tubos de lava, el derrame X3 tiene pocos tubos de lava menores. Esto se debe a que el derrame X3 no bajó por la abrupta pendiente y viajó sobre paleo-ríos secundarios, a diferencia de los derrames X5 y X6 que viajaron por la pendiente y sobre paleo-ríos principales. Esto indica que la abrupta pendiente del paleo-relieve y los paleo-ríos jugaron un papel muy importante en la formación de tubos de lava.

El programa Q-LavHA es usado principalmente para simular derrames de lava tipo aa, y aunque su reología es diferente a la de la lava pahoehoe, las simulaciones son iguales cuando se usa el modelo probabilístico (L_{max}). Este modelo considera solamente los datos de entrada del MDT y los datos de longitudes máximas y

espesores conocidos de los derrames de lava, como en este trabajo y en los realizados para el volcán Parícutín (Becerril *et al.*, 2021), Islas Canarias (Prieto-Torrell *et al.*, 2021; Rodríguez-González *et al.*, 2019; Rodríguez-González *et al.*, 2021) y Harrat Khaybar en Arabia Saudita (Németh y Rashad Moufti, 2023). Existen diferencias entre simular lavas tipo aa y pahoehoe cuando se consideran aproximaciones determinísticas; por ejemplo, cuando se trabaja con el modelo FLOWGO (usando reología, tasa de efusión, velocidad de enfriamiento, desgasificación y pendiente por la que viaja). Algunos trabajos en los que se han realizado simulaciones utilizando la aproximación determinística con FLOWGO, usando la morfología del relieve y datos de densidad, temperatura, viscosidad, tasa de enfriamiento y de cristalización, fueron los realizados para las erupciones de 1982 a 2000 en el Monte Camerún (Wantim *et al.*, 2013); las erupciones de 2010 y 2014 de Piton de la Fournaise (Harris *et al.*, 2015); la erupción de 2018 en Kilauea (Thompson y Ramsey, 2021); las Islas Canarias (Prieto-Torrell *et al.*, 2021; Rodríguez-González *et al.*, 2021); Hantangang, en Corea del Norte (Hakim, *et al.*, 2022); Negros de Aras en Chile (Vilches *et al.*, 2022) y la erupción de 2018 del Monte Etna (Raymayanti *et al.*, 2022). La mayoría de los autores de estos trabajos concluyen que se obtienen mejores resultados de simulaciones al usar el modelo probabilístico (L_{max}). Esto se debe a que los parámetros de datos de densidad, temperatura, viscosidad, tasa de enfriamiento y de cristalización son muy variables a lo largo de una misma erupción, lo que complica obtener un resultado parecido a la realidad.

Debido a que no contamos con datos de reología, temperatura, tasa de enfriamiento y de cristalización de los derrames de lavas del volcán Xitle, en este trabajo se usó el modelo probabilístico (L_{max}). Se trató de tener el menor error posible asignando los espesores (H_c) y las longitudes de cada derrame de lava de acuerdo a datos de campo, imágenes satelitales, al MDT y trabajos previos. En las simulaciones de los derrames de lava tipo pahoehoe, que están compuestos por varias unidades de flujo, solo se seleccionaron los espesores más grandes de una sola unidad visible para tener un resultado más ajustado a la realidad.

En el resultado final de las simulaciones se observa que en el sector oeste los derrames simulados no llegan hasta el límite donde se encuentran los derrames reales. Esto se debe a que en la simulación del derrame de lava no tuvo el alcance para llegar a los depósitos del lahar del Complejo Volcánico San Miguel, como el derrame de lava real. Esto es debido a que los derrames pahoehoe son compuestos y en este trabajo se simuló el miembro más grueso de cada uno de los nueve derrames.

Los valores de las probabilidades para las simulaciones generales del volcán Xitle y para las simulaciones de sus derrames individuales oscilan entre 0.617 y 0.000111. Estos resultados se deben en parte a la resolución del MDT; ya que a mayor resolución del MDT se obtendría una probabilidad menor, y a menor

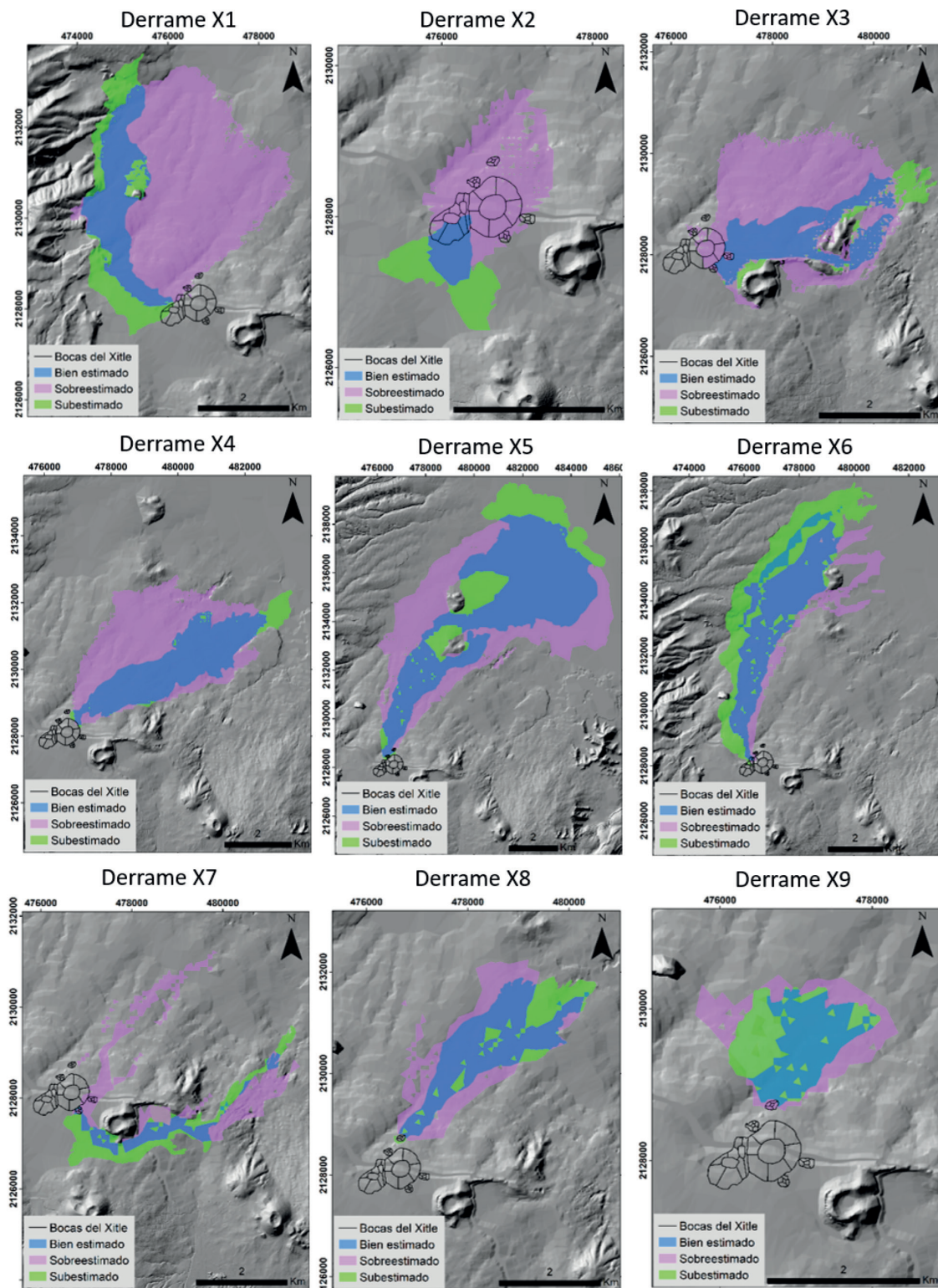


Figura 11. La sobreestimación de los derrames de lava del Xitle se muestra en color rosa, la subestimación en color verde y el positivo verdadero en color azul.

resolución la probabilidad de inundación por lava sería mayor (Mosseux *et al.*, 2016). Se usaron MDT's con resolución de 30 y 90 m de acuerdo a las características de cada derrame de lava para mejorar estas simulaciones (Tabla 2). Las probabilidades más altas fueron las de las simulaciones de los derrames de lava que se realizaron en los MDT con resolución de 90 m (Figura 9 y 10), porque como se mencionó, el programa Q-LAVHA trabaja mejor con pixeles grandes. Esto se debe a que, como explican Mosseux *et al.* (2016), el programa realiza simulaciones probabilísticas para cada pixel, lo que quiere decir que se obtienen mejores resultados con los MDT's que tienen pixeles más grandes debido a que abarcan más área. Los valores de probabilidad dependen también del número de iteraciones, porque se atribuye una probabilidad de inundación en cada iteración a los pixeles que forman parte de la línea de flujo del derrame de lava simulado (Mosseux *et al.*, 2016). Esto quiere decir que la probabilidad en cada pixel se da en función de cuantas veces pasó la lava por el mismo camino, en este caso 1500 veces.

En cuanto a las estimaciones de cada derrame de lava simulado se obtuvo que la sobreestimación es alta en los derrames X1, X2, X3, X4 y X7. Esto se debe a que los primeros cuatro derrames de lava que se observan en la topografía actual no están completos, es decir que no es visible la parte cubierta y enterrada por los derrames de lava posteriores (X5, X6, X8 y X9). Es posible que en realidad la parte sobreestimada de los primeros cuatro derrames de lava no sea tan grande y la simulación de estos derrames de lava sea más certera. El valor de sobreestimación para el derrame X7 es ligeramente alto, debido a que la parte que viajó al norte, está enterrada por los derrames X8 y X9, por lo que no podemos verla actualmente. Estos valores altos de sobreestimación se explican también porque las áreas con las que se compararon los derrames de lava simulados fueron las de los derrames reales que se pueden observar actualmente en campo. Esto se refleja en los resultados de la sobreestimación, sobre todo para los primeros derrames de lava que son los que se encuentran más cubiertos por los últimos derrames de lava emplazados.

La subestimación es alta en los derrames X6 y X7. En el derrame X6 la subestimación se debe al cambio de pendiente en la topografía al oeste, donde se encuentran los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel. La lava simulada solo alcanzó a cubrir las partes más bajas de estos depósitos volcánicos. Sin embargo, en el derrame de lava X6 real visible, la lava tuvo mayor alcance sobre los depósitos del Complejo volcánico San Miguel. Además, el derrame de lava X6 es un derrame compuesto por varias unidades, y en las simulaciones se considera solo una unidad. En el caso del derrame X7 la alta subestimación también se debe a que hay un cambio de pendiente, por lo que la lava simulada se dirigió más hacia el norte, por la pendiente, en lugar de extenderse más al sur (Figuras 10F y 11).

Los valores más altos del positivo verdadero corresponden

a los últimos derrames de lava (X5, X6, X8 y X9). Esto se debe a que el relieve en el que fueron simulados ya era más parecido al relieve actual y no fueron cubiertos por derrames de lava posteriores, como en el caso de los derrames de lava X1, X2, X3, X4 y X7 que se encuentran parcialmente cubiertos. Además, al no estar cubiertos por derrames de lava posteriores, las áreas de los derrames simulados fueron parecidas a las de los derrames de lava reales y que son visibles actualmente, por lo que sus diferencias fueron menores y sus similitudes mayores.

Los valores de positivo verdadero oscilan entre 0.22 y 0.62, por lo que la precisión de las simulaciones fue buena, ya que la dispersión de cada derrame de lava se acerca y se ajusta a la realidad.

Es recomendable que las simulaciones de los derrames de lava se hagan considerando las características de la erupción, lo observado en campo y el relieve por el que viajan las lavas. Si se tienen buenos datos se pueden hacer simulaciones en tiempo real como las realizadas en Islandia y en las Islas Canarias en el año 2021 (Pedersen *et al.*, 2022 y Martín-Raya *et al.*, 2023).

Este tipo de simulaciones también pueden servir para la elaboración de mapas de peligros por lavas; es decir, para conocer cómo se podrían comportar los derrames de lava en futuras erupciones.

5. Conclusiones

Los paleo-ríos jugaron un papel determinante en la distribución y emplazamiento de los derrames de lava del Xitle. Los ríos principales fueron El Rosal, Magdalena, Cuicuico, Peña Pobre y Fuentes Brotantes, que desembocaban en el antiguo Lago de Xochimilco. La distribución de estos antiguos ríos en el paleo-relieve cambió después de la erupción del volcán Xitle, ya que fueron rellenados por los derrames de lava. Algunos desaparecieron por completo, como en el caso de los paleo-ríos Cuicuico, Peña Pobre y Fuentes Brotantes. El cauce de otros paleo-ríos fueron desviados, como en el caso del Magdalena y El Rosal que ahora forman parte del río Magdalena.

Las trayectorias de los derrames de lava del volcán Xitle, la existencia y distribución de los tubos de lava, fueron controladas por la variación en la tasa de efusión, por la disposición de los paleo-ríos, por la morfología de los depósitos de los volcanes pre-Xitle y por el cambio abrupto en la pendiente del paleo-relieve. Aunque los paleo-ríos fueron los rasgos controladores principales, los depósitos del Complejo Volcánico San Miguel, los *hummocks* del volcán Ajusco y los conos de los volcanes monogenéticos pre-Xitle (Cuilotepec y Coatzontle) sirvieron de obstáculos para los derrames de lava, obligándolos a cambiar sus direcciones.

La sobreestimación, subestimación y positivo verdadero de la simulación del derrame de lava integral y de las simulaciones de los nueve derrames de lava individuales indican una buena

precisión y aproximación a la distribución de los derrames de lava reales del Xitle. Esto es debido principalmente a que en las simulaciones de los primeros derrames de lava podemos ver partes que fueron enterradas por los derrames de lava posteriores, las cuales no se pueden ver en el relieve real actual. Esto, a su vez, significa que la reconstrucción del paleo-relieve del área del Xitle realizada en este trabajo se ajusta y se acerca a lo que fue en la realidad.

Como se ha mencionado, en este trabajo se obtuvieron buenos resultados para las simulaciones de los 9 derrames de lava del Xitle. Sin embargo, para obtener resultados aún más parecidos a la realidad de los derrames de lava compuestos, como el caso de los derrames de lava fluida (p.e. Xitle), se recomienda hacer simulaciones considerando cada unidad de flujo. Las simulaciones para los volcanes que tienen derrames de lava más viscosos pueden hacerse simulando un solo evento. Este tipo de simulaciones pueden aplicarse a la elaboración de mapas de peligros en cuanto a lavas y estas siempre se deben tomar en cuenta las características de la erupción, lo observado en campo y el relieve por el que viajan las lavas.

Esta herramienta puede ser de gran utilidad en la simulación de peligros asociados a lavas futuras.

6. Referencias

- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I. (2015). The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 308, 30–38. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.008>.
- Becerril, L., Larrea, P., Salinas, S., Mossoux, S., Ferrés, D., Widom, E., Siebe, C., Martí, J. (2021). The historical case of Paricutin volcano (Michoacán, México): challenges of simulating lava flows on a gentle slope during a long-lasting eruption. *Natural Hazards*. 107:809–829. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04607-x>
- Cañón Tapia, E., Walker, G. P. L., & Herrero Bervera, E. (1995). Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 65(3-4), 249-263. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00110-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00110-3)
- Cervantes, P., Molinero, R. (1995). Eventos volcánicos al sur de la ciudad de México. [Tesis de Licenciatura] Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Cervantes, P., Wallace, P. (2003). Magma degassing and basaltic eruption styles: a case study of ~2000 year BP Xitle volcano in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 120(3-4), 249-270. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00401-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00401-8)
- Cordova C., Martin Del Pozzo A. L. and López J. (1994). Paleolandforms and Volcanic Impact on the Environment of Prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City. *Journal of Archaeological Science*. 21, 585-596.
- Delgado H. and Martin Del Pozzo A.L. (1993). Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*. 32(3), 511-522. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1993.32.3.526>
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto, J., Lozano, R., Macías, H.L., Mendoza, C., Silva, G. (1998). Geology of the Xitle Volcano in Southern Mexico City- a 2000 year old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 15(2), 115-131.
- Environmental Systems Research Institute (2016) ArcGIS. [Mapping Software]. Environmental Systems Research Institute. <https://www.esri.com/en-us/home>
- Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., García, A. (2001). Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Natural Hazards*. 23, 247–257. doi: <https://doi.org/10.1023/A:101112330766>
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158–178.
- Hakim, W. L., Ramayanti, S., Park, S., Ko, B., Cheong, D. K., & Lee, C. W. (2022). Estimating the Pre-Historical volcanic eruption in the Hantangan River volcanic field: Experimental and simulation study. *Remote Sensing*, 14(4), 894. Doi: <https://doi.org/10.3390/rs14040894>
- Harris, A.J.L., Rhety, M., Gurioli, L., Villeneuve, N., Paris, Raphael. (2015). Simulating the thermorheological evolution of channel-contained lava: FLOWGO and its implementation in EXCEL. In A. A. J. L. Harris, T. De Groeve, F. Garel, S. A. Carn (Eds) *Detecting, Modelling and Responding to Effusive Eruptions*. Geological Society London Special Publications.
- Hon, K., Gansecki, C., Kauahikaua, J. (2003). The transition from ‘a’ā to Pāhoehoe Crust on Flows Emplaced during the Pu‘u ‘Ö‘ö-Kūpaianaha Eruption. U.S. Geological Survey professional paper, 1676, 89-104.
- Hubb J.L., Inbar M., Pastrana A., Flores A. and Zamorano J.J. (2001). Interpretation of the geomorphic setting of the Cuicuilco basin, Mexico City, affected by the pre-Hispanic eruption of the Xitle volcano. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 223-232.
- Jaimes M.C., Martin Del Pozzo A.L., Layer P.W., Benowitz J.A. and Nieto-Torres A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225-242. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013>
- Kirianov, V.Y., Koloskov, A.B., De la Cruz-Reyna, S., Martin Del Pozzo, A.L. (1990). The major stages of manifestation of recent volcanism in the Chichinautzin zone. *Geological Series, USSR Academy of Sciences*, 311, 432-434.
- Larrea P, Salinas S, Widom E, Siebe C, Abbitt R.J.F. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: the historical case of Paricutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36–48. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016>
- Martí, J. (2017). Assessing Volcanic Hazard: A Review. En A. Oxford

- University Press (Ed.), Oxford Handbook Topics in Physical Sciences. Oxford University Press.
- Martin Del Pozzo A. L., Cordova C. and Lopez J. (1997). Volcanic Impact on the Basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International*, 43-44, 181-224. ISSN: 1040-6182.
- Martin Del Pozzo A.L. (1982). Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 45-1. doi: [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00034-7)
- Martin Del Pozzo, A.L. (1990). *Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin*. [Tesis de Doctorado]. Universidad Nacional Autónoma de México
- Martín-Raya, N., Díaz-Pacheco, J., López-Díez, A. (2023). A lava flow simulation experience oriented to disaster risk reduction, early warning systems and response during the 2021 volcanic eruption in Cumbre Vieja, La Palma. *Natural Hazards*, 117, 3331–3351. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-023-05989-w>
- Mora G., Caballero C., Urrutia J. and Uchiumi S. (1991). Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? - A preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30(2), 61–70. doi: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1991.30.2.1134>
- Mosseux S., Saey M., Bartolini S., Poppe S., Canters C., and Kervyn M. (2016). Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. *Computers & Geosciences*, 97, 98–109. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2016.09.003>.
- Németh, K., & Moufti, M. R. (2023). Lava Flow Hazard and Its Implication in Geopark Development for the Active Harrat Khaybar Intracontinental Monogenetic Volcanic Field, Saudi Arabia. *Land*, 12(3), 705. doi: <https://doi.org/10.3390/land12030705>
- Nieto-Torres A., Espinasa-Pereña R., Martin-Del Pozzo A.L. (2022). The Xitle Lava Tubes in México City, Conservation or Destruction? *Geoheritage*, 14, 66. doi: <http://doi.org/10.1007/s12371-022-00702-y>
- Nieto-Torres A., Martin Del Pozzo A. L., Gropelli G., Jaimes Viera M.C. (2023). Risk scenarios for a future eruption in the Chichinautzin monogenetic volcanic field, south México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 433, 107733. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107733>
- Nieto-Torres, A. (2020). *Evaluación del riesgo asociado al vulcanismo monogenético hacia la Ciudad de México*. [Tesis de doctorado]. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Nieto-Torres, A. and Martin Del Pozzo, A.L. (2019). Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 46–58. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.006>
- Osete, M.L., Ruiz, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia, J. and Tarling, D.H. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318(1-4), 201-215. doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00312-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00312-1)
- Pedersen, G. B. M., Pfeffer, M. A., Barsotti, S., Tarquini, S., de' Michieli Vitturi, M., Óladóttir, B., and Prasstarson, R. H. (2023). Lava flow hazard modelling during the 2021 Fagradalsfjall eruption, Iceland: Applications of MrLavaLoba. *Natural Hazards in Earth System*, 23(9), 3147-3168. doi: <https://doi.org/10.5194/nhess-2022-166>
- Prieto-Torrell, C., Rodríguez-Gonzalez, A., Aulinas, M., Fernandez-Turiel, J. L., Cabrera, M. C., Criado, C., & Pérez-Torrado, F. J. (2021). Modelling and simulation of a lava flow affecting a shore platform: a case study of Montaña de Aguaríjo eruption, El Hierro (Canary Islands, Spain). *Journal of Maps*, 17(2), 516-525. doi: <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1972853>
- Ramayanti, S., Achmad, A. R., Jung, H. C., Jo, M. J., Kim, S. W., Park, Y. C., & Lee, C. W. (2022). Measurement of surface deformation related to the December 2018 Mt. Etna eruption using time-series interferometry and magma modeling for hazard zone mapping. *Geosciences Journal*, 26(6), 749-765. doi: <https://doi.org/10.1007/s12303-022-0021-2>
- Rodríguez-Gonzalez, A., Aulinas, M., Mossoux, S., Perez-Torrado, F. J., Fernandez-Turiel, J. L., Cabrera, M., & Prieto-Torrell, C. (2021). Comparison of real and simulated lava flows in the Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain) with Q-LavHA: Contribution to volcanic hazard management. *Natural Hazards*, 107(2), 1785-1819. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04660-6>
- Rodríguez-González, A., Aulinas, M., Mossoux, S., Pérez-Torrado, F. J., Fernandez-Turiel, J. L., & Moreno-Medina, C. (2019). Lava flow modelling of Pico de Bandama volcano (Gran Canaria, Canary Islands). *Geogaceta*, 65, 19-22.
- Romero, E. (1998). *Geología del volcán Ajusco*. [Tesis de Ingeniera] Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.
- Rowland, S.K., Walker, G.P.L. (1990). Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, 52, 615–628. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00301212>
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe, C. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z>
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920. doi: <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)
- Thompson, J.O., Ramsey, M.S. (2021). The influence of variable emissivity on lava flow propagation modeling. *Bulletin of Volcanology*, 83, 41. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01462-3>

- Vilches, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., & Aguilera, M. (2022). Effusion rate estimation based on solidified lava flows: Implications for volcanic hazard assessment in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 422, 107454. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107454>
- Wantim, M.N., Kervyn, M., Ernst, G.G.J., del Marmol, M.A., Suh, C.E., Jacobs, P. (2013). Numerical experiments on the dynamics of channelised lava flows at Mount Cameroon volcano with the FLOWGO thermo-rheological model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 253, 35-53. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.003>
- White S.E. (1990). El Ajusco: Geomorfología Volcánica y acontecimientos glaciares durante el Pleistoceno Superior y comparación con las series Glaciares Mexicanas y de las Montañas Rocallosas. Instituto Nacional de Antropología e Historia.