

Reconstrucción geológica del área del ecoparque El Arenal, Sierra Chichinautzin, México: Implicaciones sobre el origen de los depósitos de ceniza en el cerro Magdalena

Natalia Isabel Villalba¹ (<https://orcid.org/0000-0002-0708-0432>), Marie-Noëlle Guilbaud² (<https://orcid.org/0000-0002-7380-4419>)

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Cto. de los Posgrados S/N, C.U., Coyoacán, 04510 Ciudad de México, México. Correo: nataliai.villalbam@gmail.com

²Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México

Resumen

El parque ecoturístico El Arenal, ubicado en la parte norte del campo monogenético de la Sierra Chichinautzin, en el sur de la Ciudad de México, es conocido por presentar una duna, la cual está formada por ceniza volcánica depositada sobre el cerro Magdalena. Este trabajo se centra en caracterizar tanto el depósito de ceniza del ecoparque, como los productos volcánicos del área circundante, correspondientes a flujos y domos de lava y depósitos de caída, con el objetivo de determinar el origen y los procesos asociados con su depositación o emplazamiento, y así mismo, poder reconstruir la historia geológica del área del ecoparque. Los métodos usados constan de trabajos de campo, análisis de datos remotos (LIDAR y fotografías aéreas), fechamiento por radiocarbono, y diferentes análisis de laboratorio (granulometría, componentes, petrografía, y química total y mineral). En el área del ecoparque se identificaron seis unidades volcánicas que se encuentran estratigráficamente, de base a tope, de la siguiente manera: 1) Un domo dacítico conocido como cerro Magdalena, 2) un cono de escoria conocido como volcán Yololica, el cual tiene depósitos de caída y flujos de lava basálticos (22,000 cal AP), 3) depósitos de caída andesíticos, asociados a la erupción de la Pómez Tutti Frutti del volcán Popocatepetl, 4) depósitos de caída, principalmente andesíticos, del volcán Pelado, 5) la Ceniza Arenal, conformada por ceniza de tamaño medio, bien seleccionada, con estratificación cruzada, de composición andesítica y compuesta por fragmentos juveniles (sideromelana y taquilita) y accidentales (pómez y líticos), y 6) lavas basálticas del volcán Xitle. Con base en la caracterización de estas unidades, se propone que el depósito de ceniza del ecoparque se formó poco después de la erupción del volcán Pelado, debido a la removilización eólica de los depósitos de caída de este volcán, combinados con los depósitos subyacentes de la Pómez Tutti Frutti. El proceso de removilización ocurrió por tormentas de ceniza, que mezclaron y re-depositaron ambos depósitos de caída, formando una duna en el sotavento del cerro Magdalena; posteriormente, el material depositado en la zona más distal fue cubierto por las lavas del volcán Xitle.

Palabras claves

Vulcanismo monogenético, removilización y re-depositación de ceniza, transporte eólico, Campo Volcánico Sierra Chichinautzin.

Abstract

The Arenal ecotouristic park is located in the northern part of Sierra Chichinautzin Monogenetic Field, at the southern end of Mexico City. The park is renowned for its

dune-shaped dark volcanic sand deposited on the older dome of Cerro Magdalena. This work aims to characterize the Arenal ash deposit as well as the products in the surrounding area, corresponding to fall deposits and lava flows and domes, to determine the origin and processes associated with their deposition or emplacement to reconstruct the geological history of the park area. The methods used consisted of field work, remote data analysis (LIDAR and aerial photos), radiocarbon dating, and different laboratory analyses (granulometry, clast componentry, petrography, whole-rock, and mineral chemistry). A sequence of six different volcanic units were identified which from bottom to top levels consists in: 1) A dacitic dome known as Cerro Magdalena, 2) a scoria cone known as Yololica volcano, which has basaltic fall deposits and lava flows (22.000 cal BP), 3) andesitic fall deposits related to the Tutti Frutti Pumice from Popocatepetl volcano, 4) mainly andesitic fall deposits from Pelado volcano, 5) The Arenal Ash made of medium-sized, well-sorted, andesitic ash that comprises juvenile (sideromelane and tachylite) and accidental fragments (pumice and lithics), and 6) basaltic lavas from Xitle volcano. Based on the characteristics of these units, we suggest that the Arenal ash deposit was formed soon after the Pelado volcano eruption, due to eolian remobilization of fall deposits from this volcano, combined with underlying Tutti Frutti pumice deposits. The remobilization process occurred by ash storms that mixed and re-deposited both fall deposits, producing a dune on Cerro Magdalena's leeward slopes; later, the material deposited in the distal zone was covered by lava flows of the Xitle volcano.

Keywords

Monogenetic vulcanism, ash remobilization and re-deposit, eolian transport, Sierra Chichinautzin Volcanic Field.

1. Introducción

El parque ecoturístico El Arenal (en lo siguiente: ecoparque) se localiza en el pueblo originario Magdalena Petlacalco, al sur de la Ciudad de México. Su atractivo principal es una duna formada por ceniza negra que está depositada sobre la ladera de un edificio volcánico conocido como cerro Magdalena (Figura 1). El ecoparque se encuentra en la parte central-norte del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (SCVF por sus siglas en inglés, Figura 2A), un campo activo conformado por más de 220 estructuras monogenéticas, entre ellas conos de escoria y escudos de lava (Siebe et al., 2004). A su vez, el SCVF se ubica en la parte central-este del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB por sus siglas en inglés), un arco continental activo que está relacionado con la subducción de la placa Cocos bajo la placa Norteamérica (Figura 2B), cuya extensión es de aproximadamente 1000 km en una dirección E – O (e.g., Demant, 1978; Arce et al., 2019).

El conocimiento geológico, geoquímico y geocronológico de la SCVF aún se encuentra en desarrollo (e.g., Meriggi et al., 2008; Arce et al., 2013; Velasco-Tapia y Verma, 2013; Roberge et al., 2015) y los estudios se han concentrado en los volcanes más recientes (e.g., Siebe et al. 2004, 2005; Agustín-Flores et al., 2011; Arce et al., 2015a), de manera que no existen estudios detallados sobre el área del ecoparque. El depósito de ceniza del ecoparque ha sido atribuido al volcán Yololica, como un depósito de caída piroclástica (Cervantes y Molinero, 1995), aunque en páginas de internet sobre el ecoparque se menciona, sin referencias concretas, al

volcán Xitle como la fuente del depósito de ceniza Arenal (e.g., <https://www.eluniversal.com.mx/destinos/parque-ecoturistico-el-arenal-deslizate-en-la-duna-chilanga/>; <https://www.chilango.com/agenda/otros/aventurate-a-conocer-la-unica-duna-de-la-cdmx/>)

El objetivo principal de este estudio es determinar el origen y los procesos de depositación de la ceniza del ecoparque, la cual se denominó Ceniza Arenal y en adelante así será referida en el presente trabajo. Considerando su homogeneidad, espesor de varios metros, tamaño de grano medio, color oscuro y aspecto fresco, se puede considerar que la ceniza del Arenal proviene principalmente de un volcán cercano y joven, de composición máfica a intermedia, y ubicado a una distancia máxima de 10 km. Para tal fin, por un lado, se elaboró la cartografía de las unidades volcánicas en un área amplia alrededor del ecoparque, y se revisó la literatura existente sobre dichas unidades para definir cuáles podrían ser los candidatos más probables a constituir la fuente de origen de la Ceniza Arenal. Por otro lado, se realizaron trabajos de campo, así como análisis cartográficos, estratigráficos, sedimentológicos, geocronológicos, petrográficos y geoquímicos en el área del ecoparque definida como área de estudio, con el objetivo de caracterizar la Ceniza Arenal y comparar sus características con las de los productos volcánicos encontrados directamente a su alrededor. Finalmente, se usó toda la información recabada para discutir el origen del depósito y reconstruir la historia geológica reciente del área del ecoparque.

2. Métodos

La cartografía de un área amplia alrededor del ecoparque (donde se ubica la posible fuente de la Ceniza Arenal) se llevó a cabo principalmente mediante el análisis de datos de percepción remota, específicamente modelos de elevación obtenidos con datos LIDAR a escala 1:10,000 de las cartas E14a39 y E14a49, y fotografías aéreas de los años 1973 y 1983 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Además, se revisaron los límites cartográficos establecidos en trabajos previos (e.g. Delgado et al., 1998; Siebe, 2000; Siebe et al., 2004; Lorenzo-Merino et al., 2018).

El trabajo de campo en el área de estudio tuvo lugar entre agosto de 2021 y febrero de 2023. Se enfocó en la reconstrucción de secuencia estratigráfica en esta área mediante el levantamiento de secciones estratigráficas, y la recolección de muestras frescas de los productos encontrados para su análisis en el laboratorio. Cabe aclarar que ciertos depósitos (Pómez Gris y Tefra Pelado Superior) no fueron muestreados debido al estado alterado, endurecido, o muy fino de la tefra, que dificultaría su posterior análisis. Además de muestras de rocas volcánicas, durante abril de 2022 se recolectaron muestras de paleosuelo y carbón en secciones estratigráficas estudiadas a detalle. Las muestras de paleosuelo fueron tomadas en los primeros 5 cm debajo de depósitos de tefra identificados. Una muestra de carbón fue seleccionada manualmente entre los fragmentos contenidos en uno de estos paleosuelos.

Para determinar la edad de varios depósitos de la secuencia estratigráfica que no habían sido fechados, cinco muestras de paleosuelos y una de carbón fueron enviadas al laboratorio Beta Analytic Inc. en Miami, Estados Unidos, para su

fechamiento por radiocarbono mediante los métodos de aceleración de masa (AMS) y espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS). Para la calibración de las edades obtenidas se utilizó la base de datos IntCal20 y el método de rango de densidad de alta probabilidad.

Para discutir su origen y compararlos, los depósitos de tefra identificados en el área de estudio se caracterizaron mediante el análisis granulométrico de 10 muestras (resultados en Anexo 1) y la separación de componentes en 8 de estas (resultados en Anexo 2), proceso que se realizó en las instalaciones del Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica (UNAM). Para la Ceniza Arenal, se separaron fragmentos que tenían un aspecto fresco (sin alteración) que denominamos juveniles y fragmentos con un aspecto alterado y cantos redondeados que son interpretados como clastos de formaciones antiguas y que denominamos accidentales (Fisher y Schminke, 1978). Los fragmentos juveniles se distinguieron entre: 1) sideromelana, correspondiente a fragmentos vítreos subangulares de color amarillo claro, con vesicularidad media, 2) taquilita vesicular, correspondiente a fragmentos microcristalinos subangulares, de color negro opaco, con vesicularidad media-alta y 3) taquilita densa, correspondiente a fragmentos microcristalinos angulares de color marrón y negro, translúcidos, con muy baja vesicularidad.

Además, para determinar y comparar la mineralogía y las texturas de los productos en el área de estudio, un total de 23 láminas delgadas correspondientes a muestras de tefra y de lavas fueron preparadas por el laboratorio Brandt E&M en la Ciudad de México, y los análisis petrográficos de estas láminas se realizaron en el Laboratorio de Microscopios de Vulcanología UNAM.

Para fines de comparación con los posibles candidatos fuente de la Ceniza Arenal, siete muestras de lava y tres de tefra del área de estudio se enviaron al laboratorio de Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) en Ancaster, Canadá, para el análisis de composición química de roca total (resultados en Anexo 3). Es importante resaltar que se analizó la composición total (juveniles + accidentales) de dos muestras de la Ceniza Arenal, debido a la baja concentración de los fragmentos accidentales y la dificultad de separarlos en las fracciones finas. Los métodos utilizados fueron plasma acoplado inductivamente por fusión (FUS-ICP), espectrometría de masa de plasma acoplado inductivamente por fusión (FUS-MS), digestión total de plasma acoplado inductivamente por fusión (TD-ICP) y análisis de activación neutrónica instrumental (INAA).

Se analizó también la composición de minerales de olivino, plagioclasa y piroxeno contenidos en una muestra de lava y cinco muestras de tefra, usando para el volcán Xitle y el volcán Pelado muestras que fueron recolectadas previamente en depósitos proximales (resultados en Anexo 4). Para la Ceniza Arenal, el análisis se centró en los minerales contenidos en fragmentos juveniles, para determinar la principal fuente del depósito. Los análisis se realizaron mediante la microsonda electrónica de barrido (EPMA) JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica (UNAM), empleando un haz con una energía de 20 kV y una corriente de 20 nA. Los resultados reportados corresponden a mediciones cuya suma total de elementos se encuentre entre 98 y 102 wt. %.

3. Resultados

3.1. Cartografía

En un radio de 10 km del ecoparque se encuentran 14 geoformas volcánicas, cuatro de estas son domos (Xochitepec, Santa Mónica, Magdalena, Domos ciclopista), nueve son conos de escoria con sus respectivos escudos de lava (Cuatzontle, Malatepec, Maninal, Mezontepec, Oyameyo, Pelado, Toxtepec, Xitle, Yololica), y uno corresponde a un flujo de lava viscoso (Topilejo) (Figura 3A). Adicionalmente, las partes distales de los flujos de lava de los volcanes Cuauhtzin y Chichinautzin afloran en la zona sureste (Figura 3A). De las geoformas identificadas, el volcán Xitle, ubicado 4 km hacia el noroeste del ecoparque, es posiblemente el más joven, ya que su erupción fue datada en 1,700 cal AP (Siebe, 2000). Los depósitos de caída de esta erupción se acumularon principalmente sobre los volcanes Ajusco y Maninal (Figura 3A; Cervantes y Molinero 1995, Delgado et al., 1998). También se destaca el volcán Pelado, ubicado a 9.5 km desde el ecoparque, cuya erupción fue fechada en 12,000 cal AP (Siebe et al., 2004; Guilbaud et al., 2022). Los depósitos de caída de este volcán se depositaron hacia el suroeste y noreste del centro eruptivo, posiblemente alcanzando el área de estudio (Figura 3A, Lorenzo-Merino et al., 2018).

En el área de estudio se mapearon cuatro unidades volcánicas (Figura 3B):

1) los depósitos de Ceniza Arenal, los cuales, además del depósito del ecoparque de 0.014 km², se distribuyen en un área de 1.46 km², formando una lengua que se extiende hacia el noreste del cerro Magdalena, recubriendo parte de este cerro y de las lavas del volcán Yololica.

2) El cerro Magdalena, que consta de un domo caracterizado por una zona cumbral plana (< 10°) y laderas de alta pendiente (50 – 70°) hacia el norte, y baja pendiente (10 – 30°) hacia el sur, cubriendo un área aproximada de 0.65 km².

3) El volcán Yololica que se ubica directamente 1 km al sureste del cerro Magdalena y está formado por un cono de escoria principal de 175 m de diámetro, 110 m de alto, 740 m de ancho (promedio de base) y un cráter de 45 m de profundidad. La zona proximal del volcán consta de un edificio parásito adjunto en su parte noroeste (formando un pequeño cono con cráter) y montículos de depósitos de avalancha contiguos en su parte sureste. Los montículos tienen formas entre piramidales triangulares y alargadas con alturas de hasta 40 m. Este volcán también cuenta con un escudo de lava que se extiende a distancias de hasta 5 km hacia el suroeste y 7 km hacia al noreste, rodeando y cubriendo parcialmente los domos de Santa Mónica, Xochitepec y Magdalena (Figura 3A).

4) Flujos de lava del volcán Xitle que recubren el depósito de Ceniza Arenal en el sector noroeste del área.

Adicionalmente, se identificaron depósitos de caída de varios volcanes, cuyas dimensiones no son representativas cartográficamente y que están descritos en la siguiente sección.

3.2. Descripción de unidades volcánicas

La secuencia estratigráfica en el área de estudio cuenta con seis unidades volcánicas con paleosuelos intercalados que fueron correlacionadas en el área (Figuras 4 y 5). A continuación, se describe primero la Ceniza Arenal y después las

otras unidades, empezando con la más antigua. La unidad más reciente, no descrita aquí, corresponde a flujos de lava del volcán Xitle.

3.2.1. Ceniza Arenal

La Ceniza Arenal está compuesta por ceniza poco consolidada mezclada con agregados de suelo y estratificación en artesa en un corte expuesto en la parte más alta del ecoparque (Figura 6A). Los depósitos ubicados hacia el norte del ecoparque son también poco consolidados y tienen morfología de montículos o dunas con hasta 10 m de altura. En comparación, al oeste del ecoparque, los depósitos de ceniza tienen superficies planas, están endurecidos y presentan estratificación paralela y cruzada (Figura 6B).

En la granulometría, las muestras más finas presentan una distribución unimodal, mientras que las muestras un poco más gruesas tienen una distribución plurimodal (Figura 7). Los tamaños de grano varían entre $1\phi - 4\phi$ con una media entre 1.6ϕ y 2.4ϕ (Figura 7). Contienen tres tipos de fragmentos juveniles: sideromelana, taquilita vesicular y taquilita densa, además de fragmentos accidentales de dos tipos: fragmentos de pómez redondeada con vesículas muy pequeñas y líticos densos graníticos redondeados (Figura 8). La abundancia relativa de los componentes es similar para todos los sitios muestreados (4 – 13 % sideromelana, 16 – 30% taquilita vesicular, 37 – 56 % taquilita densa, 5 – 14% de líticos, <4% cristales), con excepción del depósito debajo de la lava del Xitle que se compone por 89 % de sideromelana y 7% pómez accidental (Figura 9).

3.2.2. Domo cerro Magdalena

El domo del cerro Magdalena es la geoforma volcánica más antigua del área de estudio. La lava que lo conforma es hipocristalina de textura porfirítica, y contiene fenocristales (0.05-0.5 mm) de plagioclasa (36 vol. %) con zonación y textura en tamiz, anfíbol (5 vol. %) con oxidación y bahías de disolución, piroxeno (0.9 vol. %) con bordes de oxidación, y biotita (0.6%) (Figura 10A). Los fenocristales de biotita, anfíbol y plagioclasa conforman glomerocristales. La masa fundamental es hipohialina, con microcristales (< 0.05 mm) de óxidos de Fe-Ti (17 vol. %), plagioclasa (6 vol. %), anfíbol (2 vol. %) y piroxeno (0.5 vol. %).

3.2.3. Yololica

Estratigráficamente encima, se encuentran los productos del volcán Yololica que constan de unidades de lava tipo 'a'a con brechamiento y depósitos de caída que se observaron tanto debajo de las lavas en las secciones distales (CHI-200 en Figura 5), como encima de ellas en las secciones proximales (CHI-49 en Figura 5).

La lava del Yololica es holocristalina de textura porfirítica, contiene fenocristales de plagioclasa (8 – 17 vol. %), usualmente formando aglomerados, y olivino (4 – 7 vol. %) con fracturas y disolución (Figura 10B). La matriz se compone de microcristales de plagioclasa (28 – 50 vol. %), óxidos de Fe-Ti (22 – 38 vol. %), y olivino (5 – 19 vol.%). Sobresale la presencia de cristales de cuarzo con bordes irregulares.

Los depósitos de caída del Yololica (unidad denominada Tefra Yololica) se encuentran bien estratificados, con una alternancia entre capas gruesas y finas (Figura 6C). Su selección es deficiente y su tamaño de grano varía entre -3ϕ y 3ϕ ,

con media entre -0.7ϕ y 0ϕ (Figura 7). La tefra contiene fragmentos juveniles, correspondientes a sideromelana con aspecto espumoso y taquilita vesicular (Figura 8). La abundancia de componentes varía entre 73-77% de taquilita vesicular y 15-24% de sideromelana en la fracción 0ϕ , y entre 20-29% de taquilita vesicular y 74-89% de sideromelana en la fracción -2ϕ (Figura 9).

Se obtuvieron tres fechas de radiocarbono para esta unidad (Figura 4. Tabla 1). Dos de ellas se traslapan y corresponden a una muestra de paleosuelo (22,384 – 22,116 cal AP) y una muestra de carbón proveniente del mismo paleosuelo (22,165 – 21,868 cal AP), las cuales se obtuvieron en un sitio adyacente al ecoparque (sección 208 en Figura 5). La tercera fecha es notablemente más joven (9,903 – 9,654 cal AP) y corresponde a un paleosuelo ubicado en una barranca hacia el noroeste (sección 200 en Figura 5).

Tabla 1. Fechamientos por radiocarbono de muestras de paleosuelo y fragmentos de carbón ubicados bajo depósitos de caída atribuidos a distintos volcanes.

Muestra/ Volcán	Cód. de laboratorio	Latitud N	Longitud O	Edad convencional (AP)	Edad calibrada (AP 2σ)	$\delta^{13}C$
CHI- 200-A/ Yololica	Beta - 627460	19°14'09.9"	99°11'15.2"	8770 +/- 30	9903 - 9654 (90.1%) 9649 - 9603 (4.5%) 9570 - 9560 (0.8%)	-22.1
CHI- 205-A/ Pelado	Beta - 627461	19°13'47.6"	99°10'47.4"	13850 +/- 40	16998 - 16636 (95.4%)	-24.2
CHI- 208-A/ Yololica	Beta - 627462	19°14'02.8"	99°11'06.8"	18300 +/- 50	22384 - 22116 (95.4%)	-24
CHI- 208-B ¹ / Yololica	Beta - 627463	19°14'02.8"	99°11'06.8"	18070 +/- 50	22165 - 21868 (95.4%)	-23.7
CHI- 208-E/ Pelado	Beta - 627464	19°14'02.8"	99°11'06.8"	12420 +/- 40	14884 - 14275 (95.4%)	-23.8

¹: muestra de carbón; las demás muestras son paleosuelos.

3.2.4. Tutti Frutti

La unidad volcánica suprayacente a la Tefra Yololica está compuesta por dos capas delgadas de tefra que carecen de estratificación. La capa inferior mide 5 cm de espesor y consta de ceniza gris bien seleccionada. La capa superior es de 10 cm de espesor y está pobremente seleccionada, con una amplia distribución de tamaños de grano (-3ϕ y 4ϕ) y una media en 0.4ϕ (Figura 7). Esta capa contiene

fragmentos de pómez redondeados y líticos densos que son de tipo graníticos y metamórficos (Figura 8).

Estas capas corresponden, respectivamente, a la Pómez Gris y a la Pómez Tutti Frutti, depósitos de caída producidos por la erupción de 16,870 cal AP del volcán Popocatepetl (Sosa-Ceballos et al., 2012) los cuales están distribuidos ampliamente en esta área (Siebe et al., 2004; Lorenzo-Merino et al., 2018).

3.2.5. Pelado

La siguiente unidad volcánica consta de un depósito conformado por dos capas distintas. La capa inferior es delgada (<5 cm), masiva y compuesta por ceniza gris oscura. Presenta muy buena selección, con tamaños entre -0.5ϕ y 2.5ϕ y una media entre 0.9ϕ y 1.1ϕ (Figura 7). Se compone por 23% de taquilita vesicular y 76% de sideromelana en la fracción -1ϕ (Figuras 8 y 9). La capa superior es de mayor espesor (80 cm) y es también masiva con una buena selección y tamaños de grano menores a 0ϕ .

Esta unidad corresponde a depósitos de caída del volcán Pelado. La capa inferior (Tefra Pelado Inferior) tiene características similares a la unidad inferior identificada por Lorenzo-Merino et al. (2018), mientras que la capa superior (Tefra Pelado Superior) corresponde a las unidades media y superior de Lorenzo-Merino et al. (2018) que son indistinguibles en depósitos distales.

Para esta unidad se obtuvieron dos fechas en paleosuelo de 14,884 – 14,272 cal AP y 16,698 – 16,630 cal AP (Tabla 1).

3.3. Comparación de la geoquímica total

La composición química total de las distintas unidades geológicas es variada (Figura 11A). El domo cerro Magdalena es de composición dacítica (65.0 wt% SiO₂), los productos (lava y tefra) del Yololica son andesitas basálticas (52.0 – 53.8 wt% SiO₂), y la Ceniza Arenal (juveniles + accidentales) es andesítica (60.2 – 60.4 wt% SiO₂). En comparación, los productos del volcán Xitle (lava y tefra) se clasifican como basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas (50.3 – 52.7 wt% SiO₂) (Boland, 1996); mientras que los productos del volcán Pelado se dividen entre la Tefra Pelado Inferior que tiene composición andesítica basáltica (51.9 – 53.3 wt% SiO₂) y la Lava Pelado y Tefra Pelado Superior que son ambas principalmente de composición andesítica (56.5 – 61.7 wt% y 58.8 – 63.7 wt% SiO₂, respectivamente) (Lorenzo-Merino, 2016). La Pómez Tutti Frutti (Schaaf et al., 2005; Sosa-Ceballos et al., 2012) es de composición andesítica (59.3 – 61.3 wt% SiO₂), similar a la Ceniza Arenal.

Algunos productos se distinguen en diagramas de Yb vs Cr, Eu vs Zr y Nd vs Ni (Figura 11B-D). La Ceniza Arenal se diferencia de los productos del Xitle y Yololica por tener menor contenido de Yb, Eu, y Nd, y de la Tefra Pelado Inferior por tener menor contenido de Cr y Ni y mayor de Zr. En contraste, la Ceniza Arenal es similar a la Tefra Pelado Superior, y respecto a la Pómez Tutti Frutti, la Ceniza Arenal es similar en el contenido de Cr, Ni y Eu, pero tiene una concentración un poco más alta de Zr y Nd.

3.4. Comparación de la mineralogía y química mineral de fragmentos juveniles

Los fragmentos juveniles de la Ceniza Arenal y de la Tefra Pelado Inferior contienen de igual manera fenocristales de piroxeno, plagioclasa, y en menor proporción de olivino, mientras que los de la Tefra Yololica contienen fenocristales de olivino y plagioclasa. Lorenzo-Merino et al. (2018) reportan una mayor proporción de piroxeno y plagioclasa y un bajo o nulo contenido de olivino en la Tefra Pelado Superior.

Los cristales de olivino de los fragmentos juveniles de la Ceniza Arenal tienen Fo_{78-79} , mientras que tienen Fo_{80} en la Tefra Xitle, Fo_{57-80} en la Tefra Yololica, Fo_{90} en la Tefra Pelado Inferior y Fo_{72-79} en la Tefra Pelado Superior (Figura 12A). Los cristales de plagioclasa de la Ceniza Arenal tienen An_{43-63} y los de la Tefra Pelado Superior tienen An_{49-63} (Figura 12B). Los cristales de ortopiroxeno de la Ceniza Arenal tienen $Mg\# 73 - 83$, y los de la Tefra Pelado Superior $Mg\# 71-81$ (Figura 12C), en ambos se observan cristales con zonación composicional, definida por un núcleo irregular de bajo $Mg\#$, una zona intermedia de mayor $Mg\#$ y un borde de bajo $Mg\#$ (Figura 13A, 13B).

4. Discusión

4.1. Origen de la Ceniza Arenal

El único estudio previo publicado atribuye el origen de la ceniza del ecoparque El Arenal a depósitos de caída del volcán Yololica (Cervantes y Molinero, 1995). En primera instancia, observaciones de campo como el aspecto fresco, máfico y el tamaño de grano relativamente grueso de la Ceniza Arenal, además de su cercanía con el volcán Yololica que es un cono de escoria máfico, apoyan esta interpretación. Sin embargo, el estudio detallado de la Ceniza Arenal, del Yololica y de otros volcanes cercanos que se presenta en este trabajo permite revisar esta interpretación.

Este estudio muestra que la Ceniza Arenal tiene un origen y modo de depositación que son sumamente más complejos que los que se habían considerados en trabajos previos. Los resultados presentados indican que estos depósitos ocupan un área relativamente amplia, que abarca desde el ecoparque hasta una distancia de 1 km al norte del cerro Magdalena (Figura 3B).

Los análisis sedimentológicos confirman la buena clasificación del depósito de ceniza (Figura 7), así como su homogeneidad en cuanto a su granulometría y componentría (Figuras 7 y 8). Además, no existen cambios significativos en secciones verticales en el depósito, lo cual implica que estos productos deben haberse depositado durante un periodo de tiempo continuo, y lo más probable es que tengan un origen único. Ahora bien, mediante el análisis de componentes se determinó que la Ceniza Arenal esta compuesta por dos tipos de fragmentos (Figura 8). El componente principal es de naturaleza juvenil (clastos frescos) y está compuesto por sideromelana y taquilita, ambos con una composición mineralógica similar, que deben provenir de la erupción de un volcán de tipo cono de escoria. La frescura de los clastos sugiere que fueron removilizados poco después de su formación. El segundo componente es de naturaleza accidental, dada la redondez y grado de alteración de los clastos, y está compuesto por pómez y líticos alterados, lo cual sugiere que proviene de un depósito más antiguo producido por la erupción

de un estratovolcán. Con base en la mezcla homogénea de estos dos componentes, se infiere que estos productos fueron mezclados durante su transporte, para luego ser depositados juntos. En lo siguiente, se discute en primera instancia el origen del componente juvenil principal del depósito y posteriormente el origen del componente accidental.

Una primera hipótesis es que el componente juvenil proviene del volcán Yololica. Sin embargo, la Ceniza Arenal es muy distinta a la Tefra Yololica, ya que esta última tiende a ser de tamaño de grano más grueso y más variable en secciones cercanas al ecoparque (Figuras 6 y 7). También, la Tefra Yololica está principalmente compuesta de fragmentos vesiculares de sideromelana (Figura 9) mientras que la Ceniza Arenal contiene principalmente taquilita. Además, la Tefra Yololica presenta una alta abundancia de cristales de olivino que son escasos en la Ceniza Arenal, la cual, en contraste, contiene piroxenos (Figura 11). La composición total de ambos depósitos es también diferente (Figura 8), aunque la composición total de la Ceniza Arenal podría estar afectada por los fragmentos accidentales.

El volcán Xitle es el segundo candidato fuente más probable para la Ceniza Arenal debido a su cercanía con el ecoparque (Figura 3), su edad igualmente joven y composición máfica. De hecho, este es el origen asumido por los encargados del ecoparque y en general por quienes publican contenido sobre el ecoparque en internet y en los medios locales. Sin embargo, de igual manera que para el Yololica, la tefra del volcán Xitle es significativamente más máfica que la Ceniza Arenal (Figura 9). Además, no se encontraron los depósitos de tefra del Xitle en el área de estudio (Figura 4), lo cual concuerda con su distribución principalmente hacia el sur del cono, en dirección al volcán Ajusco (Cervantes y Molinero 1995). Finalmente, la reconstrucción estratigráfica apunta a que el volcán Xitle hizo erupción después de la depositación de la Ceniza Arenal, ya que sus lavas lo recubren (Figura 4).

Descartando a los volcanes Yololica y Xitle como posibles fuentes, se consideró al volcán Pelado. Este volcán está ubicado relativamente lejos del ecoparque (10 km al sur), pero sus depósitos de caída se encuentran en las inmediaciones del ecoparque (Figuras 4 y 5), lo cual se puede atribuir al estilo estromboliano violento de la erupción que ocasionó la producción de un volumen considerable de ceniza que alcanzó distancias importantes (Lorenzo-Merino et al. 2018).

Al comparar las características de los fragmentos juveniles de la Ceniza Arenal con las de los depósitos de caída del volcán Pelado, se observa que la Ceniza Arenal es diferente a la unidad inferior (Tefra Pelado Inferior), puesto que esta última es más gruesa, más máfica, más rica en olivinos y contiene fragmentos más vesiculados (Figuras 6, 7, 8, 9 y 11). Sin embargo, se observa que la Ceniza Arenal comparte varios aspectos con la Tefra Pelado Superior: ambas contienen una alta proporción de fragmentos juveniles densos o taquilita densa (Lorenzo-Merino et al. 2018) y su composición química total coincide (Figura 10). Así mismo, ambas contienen abundantes cristales de ortopiroxeno y escasos cristales de olivino con composiciones similares (Figuras 12 y 13). Es notable que la Tefra Pelado Superior forma una secuencia muy espesa de depósitos, mucho más importante que la Tefra Pelado Inferior, y que éstos presentan una notable homogeneidad y bajo grado de endurecimiento que les hace particularmente susceptibles a ser removilizados. Entonces, aunque no se puede descartar por completo que la Ceniza

Arenal pudiera tener algunos fragmentos de la Tefra Pelado Inferior u de otros depósitos de caída, estas observaciones indican que se compone principalmente por ceniza de la Tefra Pelado Superior.

En cuanto a los fragmentos accidentales contenidos en la Ceniza Arenal, los cuales están compuestos principalmente por pómez, es claro que estos no provienen del volcán Pelado. En la zona de estudio se han reportado principalmente dos depósitos de pómez de caída. Estos corresponden a la Pómez Toluca Superior, que es de composición dacítica y contiene fragmentos de pómez blanca y gris y líticos accidentales rojos (Arce et al., 2003), y la Pómez Tutti Frutti, que es de composición andesítica y contiene fragmentos de pómez amarilla y líticos accidentales graníticos y metamórficos (Sosa-Ceballos et al., 2012). Con base en la similitud entre el color de los fragmentos de pómez y la composición granítica y metamórfica de los líticos accidentales (Figura 8), así como su observación en el área de estudio, se interpreta que la Pómez Tutti Frutti es la fuente más probable de los fragmentos accidentales de la Ceniza Arenal (Figuras 8 y 10). Sin embargo, los datos presentados no permiten definir la fuente de los cristales de anfíbol que se encuentran también en la Ceniza Arenal ya que estos cristales han sido reportados en ambos depósitos de pómez (Arce et al., 2003; Sosa-Ceballos et al., 2012). En resumen, se propone que la Ceniza Arenal es producto de una mezcla entre depósitos de caída del volcán Pelado, principalmente de la Tefra Pelado Superior, y depósitos de la Pómez Tutti Frutti. Cabe notar que esta interpretación es coherente con la composición total de la Ceniza Arenal que se asemeja a la de sus dos componentes principales (Figura 10).

4.2. Procesos de depositación

Tal como se argumentó en la sección anterior, las características sedimentológicas, granulométricas y composicionales, así como la discontinuidad lateral y variación lateral en espesor de los depósitos, sugieren que la Ceniza Arenal se formó mediante procesos de removilización de depósitos volcánicos previos. Asimismo, la presencia de estratificación cruzada en estos depósitos, la predominancia de partículas finas bien clasificadas, y la morfología de duna, sugieren procesos de transporte de tipo eólico. Por otra parte, la ausencia de matriz en los depósitos y de estructuras que sugieran la formación de canales, sumado a la depositación sobre laderas escarpadas, permite descartar la acción del agua como principal agente de transporte. Sin embargo, es notable que ciertos depósitos están endurecidos (Figura 6B), lo que podría deberse a condiciones intermitentes de lluvia, causando que los depósitos se humedecieran y secaran, generando superficies de endurecimiento, que a su vez dificultan la posterior removilización de las partículas (Fowler y Lopushinsky, 1986).

El tamaño de grano de los depósitos de Ceniza Arenal, entre 4ϕ y 1ϕ , indica que el transporte eólico habría estado dominado por mecanismos de saltación (e.g., Nickling y Neuman, 2009). No obstante, comparado con la Tefra Pelado Superior del área de estudio, dicho tamaño de grano es relativamente grueso, lo que sugiere que la ceniza del Arenal provino de la removilización de depósitos más próximos al volcán Pelado. Por lo tanto, se propone que el transporte secundario ocurrió por medio de tormentas de ceniza, las cuales son capaces de distribuir el material por grandes distancias (hasta 10 km) desde la fuente primaria, y de mezclar dicho

material con otros depósitos expuestos. La ocurrencia de este tipo de tormentas durante erupciones monogenéticas fue documentada por Segerstrom (1950) en el volcán Parícutín en México.

Se observa que el volcán Pelado está ubicado en una zona topográficamente alta (>3400 msnm), separada del cerro Magdalena y del escudo del Yololica por una depresión (dentro de la cual se emplazó el lóbulo norte de las lavas del Pelado), y que la Ceniza Arenal se depositó en la ladera del cerro Magdalena ubicada en dirección opuesta al Pelado (Figura 3). Las tormentas de ceniza en esta área pudieron haberse generado por la acción de vientos fuertes en una zona con topografía compleja y con condiciones climáticas predominantemente secas y frías, las cuales promovieron la ausencia de vegetación y el dominio de procesos erosivos durante y después de la erupción (Guilbaud et al., 2022). El comportamiento de estos flujos de viento cargados de ceniza es comparable con el de las tormentas de arena, las cuales, al intentar atravesar estructuras aisladas (tales como el cerro Magdalena), se dividen en zonas de estancamiento, aceleración, desaceleración, y depositación en barlovento y sotavento, permitiendo la formación de dunas eco y sombra, respectivamente (Tsoar, 2001; Poulidis et al., 2017; Zhao y Gao, 2021). De esta manera, el modelo de formación del depósito de ceniza del ecoparque corresponde al de una duna en sotavento o sombra (Figura 14), debida al transporte de material ya sea desde el volcán Pelado, o desde la zona cercana a este cono; lo que implica una dirección norte o noroeste del viento, con la depositación de ceniza en la ladera sotavento del cerro Magdalena a medida que la corriente de viento intentaba atravesar su relieve.

En cuanto a la edad de sedimentación de los depósitos del Arenal, es evidente que la formación de la duna empezó después de la erupción del volcán Pelado; es decir, a partir de 12,000 cal AP (Siebe et al., 2004; Guilbaud et al., 2022). Dado que algunos depósitos se encuentran cubiertos por flujos de lava del volcán Xitle, la depositación de la ceniza y la formación de los depósitos habría concluido antes de la erupción del Xitle en 1,700 cal AP (Siebe, 2000).

4.3. Historia geológica reciente

Los resultados obtenidos permiten reconstruir la sucesión de eventos en el área del ecoparque (Figura 15). El evento más antiguo cuyos productos están preservados y expuestos, corresponde a la formación del domo dacítico cerro Magdalena. No hay datos radiométricos sobre este domo, sin embargo, hay dos domos dacíticos en la zona que han sido fechados a $1.23 \pm 0.04/-0.03$ Ma (domo Xochitepec) y $1.66 \pm 0.06/-0.07$ Ma (domo Santa Mónica) (Arce et al., 2015b). Por lo tanto una estimación preliminar, sugiere una edad aproximada de 1 Ma para el cerro Magdalena.

Posteriormente a la formación del domo, ocurrió la erupción basáltica del volcán Yololica que se caracterizó por la emisión de depósitos de caída y flujos de lava, así como un colapso parcial del cono, que emplazó montículos. Se estima la edad de esta erupción en aproximadamente 22,000 cal AP, con base en las fechas similares de paleosuelo y carbón obtenidas en un sitio, mientras se descarta una fecha más joven, de casi 10,000 cal AP, ya que es incoherente con la presencia de la Pómez Tutti Frutti de edad mayor (17,000 cal AP) estratigráficamente encima (Figura 4).

La erupción del volcán Yololica fue seguida por un periodo de pausa en la actividad volcánica, que coincidió con el desarrollo de un suelo, el cual fue sepultado posteriormente por los depósitos de caída de la erupción del volcán Pelado. Las dos fechas de paleosuelo obtenidas (Tabla 1) son mayores a las estimadas para el Pelado (12,000 cal AP), lo cual es congruente con otras fechas de paleosuelo reportadas en la literatura para este volcán y ha sido atribuido a condiciones climáticas secas que promovieron la erosión de los suelos incipientes y la exposición de suelos más antiguos después cubiertos directamente por la Tefra Pelado (Guilbaud et al., 2022). Se destaca que el espesor importante de estos depósitos de caída en la zona de estudio (1 m) es inconsistente con el mapa de isopacas publicado por Lorenzo-Merino et al. (2018) (Figura 3), lo cual indica que el volumen de tefra estimado por estos autores para la erupción del volcán Pelado debe ser revisado.

Poco después de la erupción del Pelado, una gran porción de la tefra suelta acumulada en la superficie, la cual estaba compuesta en su mayoría por el material fino depositado durante la última parte de la erupción (Tefra Pelado Superior), junto con depósitos subyacentes de la Pómez Tutti Frutti, fueron removilizados y mezclados por acción del viento durante tormentas de ceniza. Estos depósitos secundarios que se acumularon principalmente en la ladera norte del cerro Magdalena, formando una duna en sotavento, una parte remanente de esta correspondiendo a la duna del actual ecoparque. Desde su emplazamiento, los depósitos de Ceniza Arenal han sufrido erosión y fragmentación subsecuente por la acción del viento y el agua, destruyendo el incipiente endurecimiento de los depósitos y redistribuyéndolos en dirección de la pendiente, a una distancia mayor a 1 km hacia el norte del cerro. El evento más reciente en el área de estudio corresponde a la erupción del volcán Xitle, de 1,700 cal AP. Dicha erupción emitió depósitos de caída y flujos de lava de gran volumen y extensión que sepultaron los depósitos distales y removilizados del Arenal.

5. Conclusiones

El área aledaña al ecoparque El Arenal constituye una zona que ha estado activa volcánicamente desde hace aproximadamente 1 Ma. Dicha actividad ha quedado manifiesta mediante la formación de un domo de lava, así como de varios conos de escoria y depósitos de caída y flujos de lava asociados con edades entre 22,000 y 1,700 AP. El depósito de ceniza del ecoparque se originó por la removilización eólica de la ceniza proveniente, mayoritariamente, de la fase explosiva tardía de la erupción del volcán Pelado, mezclada con depósitos de caída de la Pómez Tutti Frutti producida por el volcán Popocatepetl, y que se encuentran directamente subyacentes. La removilización ocurrió durante episodios continuos de tormentas de ceniza, mientras que la depositación del material removido sucedió debido a la desaceleración del viento detrás del cerro Magdalena, cuyo relieve aislado permitió el desarrollo de una duna sombra o sotavento. Los procesos de erosión y depositación probablemente ocurrieron durante los meses siguientes a la erupción del volcán Pelado, cuando la tefra aún estaba poco consolidada. Sin embargo, la erosión subsecuente de los depósitos de Ceniza Arenal se ha

incrementado en el presente debido a procesos de origen antrópico (i.e., turismo y urbanización).

Los resultados presentados contribuyen a mejorar el conocimiento sobre la historia geológica de la parte central-norte del SCVF, cuya información existente es limitada. Específicamente, la reconstrucción de la historia eruptiva reciente en el área del ecoparque aporta nuevas fechas de radiocarbono e información para la base de datos geoquímicos sobre los volcanes de este sector. Además, los resultados destacan la importancia de los procesos de removilización de ceniza de caída, en el caso particular de las erupciones monogenéticas de conos de escoria. Aunque estos procesos han sido observados y descritos durante la erupción del Parícutín (Seegerstrom, 1950), no han sido estudiados con detalle y no están actualmente contemplados en la evaluación de peligros. Esto último es de gran importancia, pues los procesos de removilización de ceniza implican la prolongación de los efectos de caída de tefra por largos períodos de tiempo tras el cese de la erupción, afectando la calidad del aire y el agua, la salud humana y animal, además de la infraestructura y servicios (e.g., transporte y electricidad).

También, esta información es relevante para propósitos de geoeducación y geoturismo, ya que pueden emplearse en el desarrollo de estrategias de difusión de la ciencia durante actividades turísticas y educativas en el ecoparque, así como dirigirse a la población de Magdalena Petlacalco, con el fin de promover la apreciación y conservación de los elementos geológicos y la conciencia sobre procesos y riesgos geológicos.

6. Agradecimientos

La financiación de este estudio fue apoyada por los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN103421 y IN111424 otorgados a la Dra. Marie Noëlle Guilbaud, con la contribución del Proyecto Geocity (CONAHCYT CBF2023-2024-1049). Las autoras quisieran agradecer a Sergio Salinas, Laura Ortiz y Eduardo Osnaya por su apoyo en campo, a Julio Pineda por su asistencia en el laboratorio de sedimentología y de microscopios del Departamento de Vulcanología de la UNAM, y a Carlos Linares por su asistencia en la obtención de análisis de química mineral en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM. Agradecemos también el apoyo del comisariado de bienes comunales de Magdalena Petlacalco.

7. Referencias

- Agustín-Flores, J., Siebe, C., & Guilbaud, M. N. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 143-162.
- Arce, J. L., Macías, J. L., & Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 230-248.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L., & Ramírez-Espinosa, J. (2013). 40 Ar/39 Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the

quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75, 1-25.

Arce, J. L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., & Salinas, I. (2015a). The~ 2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 30-38.

Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M. D. C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., y Lenhardt, N. (2015b). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.

Arce, J. L., Layer, P. W., Macías, J. L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F. J., Benowitz, J., & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico basin (Mexico city), central trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Maps*, 15(2), 320-332.

Boland, K. A. (1996). The petrogenesis of andesites produced during regional extension: examples from the northern McCullough Range, NV and Xitle Volcano, Mexico [Tesis de doctorado, University of Nevada, Las Vegas]. <https://digitalscholarship.unlv.edu/thesesdissertations/1440/>

Cervantes, P., y Molinero, R. (1995). Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México: Ciudad de México [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México].

Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H. L., Mendoza-Rosales, C., & Silva-Romo, G. (1998). Geology of 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.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.

Fisher R.V., & Schmincke H.U. (1984) Pyroclastic fragments and deposits. In: *Pyroclastic rocks*. Springer. Berlin. Heidelberg, pp.89-124.

Fowler, W. B., & Lopushinsky, W. (1986). Wind-blown volcanic ash in forest and agricultural locations as related to meteorological conditions. *Atmospheric Environment* (1967), 20(3), 421-425.

Guilbaud, M. N., Alcalá-Reygosa, J., Schimmelpfennig, I., Arce, J. L., & ASTER Team. (2022). Testing less-conventional methods to date a late-pleistocene to Holocene eruption: Radiocarbon dating of paleosols and ³⁶Cl exposure ages at Pelado volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Quaternary Geochronology*, 68, 101252.

Lorenzo-Merino, A. (2016). Historia eruptiva del Volcán Pelado (Sierra Chichinautzin, México) [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]

Lorenzo-Merino, A., Guilbaud, M. N., & Roberge, J. (2018). The violent Strombolian eruption of 10 ka Pelado shield volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 80(3), 1-17.

Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., & Conticelli, S. (2008). Petrology and magmatic evolution of the Western Sierra Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 197-216.

- Nickling, W. G., & Neuman, C. M. (2009). Aeolian sediment transport. *Geomorphology of desert environments*, 517-555.
- Poulidis, A. P., Takemi, T., Iguchi, M., & Renfrew, I. A. (2017). Orographic effects on the transport and deposition of volcanic ash: A case study of Mount Sakurajima, Japan. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(17), 9332-9350.
- Roberge, J., Guilbaud, M. N., Mercer, C. N., & Reyes-Luna, P. C. (2015). Insight into monogenetic eruption processes at Pelagatos volcano, Sierra Chichinautzin, Mexico: a combined melt inclusion and physical volcanology study. *Geological Society, London, Special Publications*, 410(1), 179-198.
- Schaaf, P., Stimac, J. I. M., Siebe, C., & Macías, J. L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.
- Segerstrom, K. K. (1950). Erosion studies at Paricutin, state of Michoacan, Mexico (No. 965-A).
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104(1-4), 45-64.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66(3), 203-225.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., & Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tlálloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of volcanology and geothermal research*, 141(3-4), 225-243.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., Siebe, C., & Macías, J. L. (2012). A caldera-forming eruption~ 14,100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213, 27-40.
- Tsoar, H. (2001). Types of aeolian sand dunes and their formation. In *Geomorphological fluid mechanics* (pp. 403-429). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Velasco-Tapia, F., & Verma, S. P. (2013). Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin volcanic field (Mexico). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1), 32-60.
- Zhao, Y., & Gao, X. (2021). Morphodynamics of shadow dunes. *Earth-Science Reviews*, 222, 103840.