

Incendios y actividad volcánica: historia de fuego en la cuenca de México en el Pleistoceno tardío con base en registros de material carbonizado en el lago de Chalco

Rodrigo Martínez-Abarca¹, Socorro Lozano-García^{1,*}, Beatriz Ortega-Guerrero² y Margarita Caballero-Miranda²

¹ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito de la Investigación Científica s/n, Cd. Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04510, México.

² Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito de la Investigación Científica s/n, Cd. Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04510, México.

*mslozano@unam.mx

RESUMEN

Los incendios forestales, considerados como la propagación libre y no programada de fuego, son perturbaciones que alteran de manera significativa los ecosistemas y depositan en zonas lacustres partículas de material carbonizado resultado de la quema de la vegetación. El modelo tradicional de distribución asocia partículas primarias ($> 100 \mu\text{m}$ de diámetro) a incendios locales (dentro de la cuenca), mientras que partículas secundarias ($< 100 \mu\text{m}$ de diámetro) se asocian a incendios regionales (fuera de la cuenca). La cuenca de México es una zona volcánica donde se ha observado que el vulcanismo es un factor importante en la producción de material carbonizado. A partir del análisis de alta resolución de material carbonizado, depositado antes y después de tres tefras en los sedimentos lacustres del núcleo CHAVII-11 del lago de Chalco, se documenta la historia, frecuencia y severidad de incendios en la cuenca de Chalco. Las tefras analizadas fueron: Tláhuac (TTH), con una edad de 28690 años cal aP, cuyo posible origen fue el volcán Teuhtli, la Pómez Tutti Frutti (PTF), de 17000 años cal aP, proveniente del volcán Popocatepetl y la Pómez Toluca Superior (PTS), de 12300 años cal aP, originada por el volcán Nevado de Toluca.

Con base en los datos de tasas de acumulación de partículas de carbón (CHAR, por sus siglas en inglés) y del análisis de su distribución, se infiere que el paleoclima fue un factor determinante en la extensión, severidad y recurrencia de los incendios previos y posteriores al depósito de las tefras. El paleoclima determinó el tipo de vegetación presente al momento de la actividad eruptiva y por ende en la disponibilidad de combustible a quemar. Antes y después de la TTH, los paleofuegos, considerados locales, fueron severos con una mayor frecuencia en comparación con los registrados para las tefras PTF y PTS. Los valores de CHAR asociados a la actividad volcánica son menores en la PTF, que fue una erupción más extensa, comparada con la TTH que fue una erupción local. Sin embargo, ambas erupciones fueron menores en comparación con el valor máximo registrado para la PTS, un severo evento regional. Los resultados de las tasas de acumulación de material carbonizado, antes, durante y después de

la actividad volcánica, indican que, en entornos volcánicos activos, como el centro de México, el modelo tradicional de distribución de partículas de carbón tiene restricciones para explicar la dispersión de material carbonizado en zonas volcánicas como la cuenca de México.

Palabras clave: partículas de carbón; tefras; régimen de incendios; lago de Chalco; México.

ABSTRACT

Forest fires, considered as free and not programmed fire propagation, are perturbations that greatly alter ecosystems. During fires, variable quantities of charcoal particles are produced by the burning vegetation, which can be later deposited in lacustrine basins. The traditional charcoal size particle model associates the $> 100 \mu\text{m}$ primary particles to local fire events, within the watershed, and the $< 100 \mu\text{m}$ particles are linked to regional fire events, outside the watershed. Fires can be related with favorable climatic conditions, but in tectonically active areas like the basin of Mexico, volcanism can also be a factor producing fires and charcoal particles. We document the history, intensity and frequency of fires recorded in the lacustrine sediments of lake Chalco (core CHAVII-11), by performing a high-resolution charcoal particle analysis in sediments deposited before and after three main volcanic events. The sources of these events had different distances to lake Chalco: Tláhuac tephra (TTH; 28690 years cal BP), probably produced by the Teuhtli volcano, was a local event; the Tutti Frutti Pumice (PTF; 17000 years cal BP) produced by the Popocatepetl volcano, was an extra-local event and the Upper Toluca Pumice (PTS; 12300 years cal BP) produced by the Nevado de Toluca volcano, was a regional event. Charcoal accumulation rates (CHAR) and distribution of size particles indicate that paleoclimate was a direct factor defining the intensity and recurrence of fires before and after volcanic activity, as climate defines vegetation type and density, and therefore fuel availability. Fires before and after the TTH were frequent, local and intense in comparison with fires reconstructed before or after the PTF and

PTS events. CHAR values were lower during the more widespread PTF event, than for the local TTH event, although the highest CHAR values were recorded for the most distant, regional, and intense PTS event. These results show that charcoal accumulation rates during the volcanic events in central Mexico cannot be interpreted following traditional model of charcoal particle dispersion. This model have important restrictions in active volcanic regions such as central Mexico.

Key words: charcoal particle; tephra; fire regimes; lake Chalco; Mexico.

INTRODUCCIÓN

El fuego ha sido reconocido como un factor crítico del sistema terrestre con impactos en los ecosistemas durante diferentes escalas temporales (Whitlock et al., 2010). Un incendio forestal es definido como la propagación libre y no programada de fuego sobre la vegetación. En general, dos tipos de factores influyen en la generación de los fuegos: i) los externos al ecosistema o *top down*, en los que se incluyen las condiciones climáticas como anomalías en la temperatura, variación en la insolación solar o periodos de sequía y ii) los internos al ecosistema o *bottom up*, como son la disponibilidad de combustible dado por el tipo de cobertura vegetal, conectividad y la actividad volcánica (Whitlock y Larsen, 2001). Como resultado de la quema forestal, durante el proceso de incendio, se emiten a la atmósfera partículas de material carbonizado, las cuales se clasifican en función de su tamaño: a) la señal primaria, que incluye material carbonizado mayor de 100 µm de diámetro, que es depositado durante un periodo corto (horas) posterior a la quema y, b) la señal secundaria, que incluye partículas de diámetro menor de 100 µm que son depositadas durante periodos amplios, desde algunos días o años posteriores al incendio (Higuera et al., 2010). La abundancia de partículas de carbón sedimentario en series de tiempo se utiliza para reconstruir incendios y, en combinación con el uso del análisis de tamaño de partículas, es factible definir la fuente; así, las partículas pequeñas, < 100 µm, alcanzan largas distancias, mientras que partículas mayores de 100 µm, se dispersan por distancias cortas (Whitlock y Larsen, 2001). Sin embargo, el límite del tamaño en las partículas de carbón que permite separar las señales primaria y secundaria puede modificarse dependiendo del clima, relieve o actividad volcánica presente (Power et al., 2008). Existe relación entre el tamaño de la partícula y la distancia del foco emisor; por una parte, la señal primaria representa incendios locales (dentro de la cuenca de depósito), mientras que la señal secundaria representa incendios extra-locales y regionales (fuera de la cuenca de depósito) (Whitlock y Larsen, 2001).

El régimen de incendios, entendido como la frecuencia característica, el tamaño y la severidad del incendio, es el resultado de interacciones complejas entre tendencias climáticas y la disponibilidad de combustible (Heyerdahl et al., 2008; Whitlock et al., 2010). Sin embargo, en el centro de México, la actividad volcánica ha sido un factor importante que se ve reflejado en la diversificación de la biota (Mastretta-Yanes et al., 2015). La intensa actividad volcánica en el sur de la cuenca de México durante el Pleistoceno tardío pudo promover incendios forestales que generaron partículas de carbón, las cuales fueron depositadas en zonas lacustres tales como Texcoco y Chalco.

En varios de los registros sedimentarios de la cuenca de México, se reporta la presencia de tefras de distintos espesores y composición química (Ortega-Guerrero et al., 2018), así como registros de micro-partículas de carbón que se asocian a incendios (Lozano-García et al., 1993; Torres-Rodríguez et al., 2015). Los estudios paleoecológicos ofrecen información sobre la dinámica de incendios en periodos amplios

y la reconstrucción de la historia de incendios. El estudio del registro sedimentario de partículas de carbón de los últimos 85000 años en el lago de Chalco, realizado por Torres-Rodríguez et al. (2015), muestra que dos factores preponderantes, el clima y la actividad volcánica, están ligados a los eventos de fuego. Para Chalco, se ha documentado que la alta insolación de primavera funcionó como un forzamiento *top-down*, promoviendo sequías e incendios. Por otro lado, otros eventos de incendio, detectados como picos en la serie de tasas de acumulación de carbón, están relacionados con la actividad volcánica por su asociación temporal con la presencia de tefras (Torres-Rodríguez et al., 2015). Este factor es considerado como un forzamiento *bottom-up* en la generación de incendios. Así, para el periodo entre 85000 y 10800 años cal aP, Torres-Rodríguez et al. (2015) reconstruyeron 123 eventos de incendio, de los cuales 97 se relacionan con la variabilidad climática, en particular con sequías; otros 26 eventos de incendio están asociados a la presencia de tefras en los sedimentos de la secuencia. En dicho estudio, los eventos de incendio fueron analizados en el registro sedimentario cada 10 cm, no de manera continua, estableciendo la asociación entre tefras e incendios de forma visual y utilizando valores de susceptibilidad magnética (Torres-Rodríguez et al., 2015).

Los objetivos de este estudio son establecer la historia de incendios y su frecuencia durante tres eventos volcánicos del Pleistoceno tardío, a partir del análisis de material carbonizado que se sedimentó antes y después del depósito de tres secuencias de tefra que se encuentran en la secuencia sedimentaria CHA11-VII del lago de Chalco. Se conoce la edad de los depósitos de caída y que son representativos de contextos climáticos diferentes, con distancias variables al sitio de estudio. Estos depósitos son: Tefra Tláhuac (TTH, de fuente local), Pómez Tutti Frutti (PTF, de fuente extra-local) y Pómez Toluca Superior (PTS, de fuente regional). Se compara también el régimen de incendios con base en los datos de tasa de acumulación del material carbonizado y del análisis en la distribución de partículas de carbón de los tres eventos volcánicos. Se evalúa el clima como un factor en la generación de incendios, ya que los contextos paleoclimáticos durante los cuales ocurrieron los eventos volcánicos fueron diferentes.

SITIO DE ESTUDIO

Fisiografía y actividad volcánica

El lago de Chalco se localiza en la porción centro-sur de México (19°15'N, 98°58'W) dentro de la cuenca de México (2240 m s.n.m.), en la región central del Cinturón Volcánico Mexicano (Figura 1). Limita al norte con la sierra de Santa Catarina, la cual forma la divisoria que separa la subcuenca del lago de Chalco de la subcuenca del antiguo lago de Texcoco. Al oriente se encuentra la sierra Nevada (volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Tláloc y Telapón) y al poniente, el volcán Teuhtli, el cual es una de las estructuras volcánicas más cercanas al cuerpo de agua (~ 6.5 km), que separa a Chalco de la subcuenca de Xochimilco.

Al sur se localiza el campo volcánico monogenético Chichinautzin, el cual comprende cerca de 220 edificios volcánicos monogenéticos en un área mayor de 6000 km², entre los que se encuentran el Chichinautzin, Pelado, Tláloc, Tres Cruces y Dos Cerros (Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Siebe et al., 2004).

Varios estudios paleoecológicos se han realizado en distintas secuencias lacustres perforadas en el lago de Chalco con el propósito de reconstruir la historia climática y ambiental del Pleistoceno tardío y Holoceno (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero et al., 2010; Lozano-García et al., 2015; Torres-Rodríguez et al., 2015; Avendaño-Villeda et al., 2018). Diversos eventos volcánicos han sido reconocidos en los depósitos lacustres de Chalco (Caballero y Ortega-Guerrero,

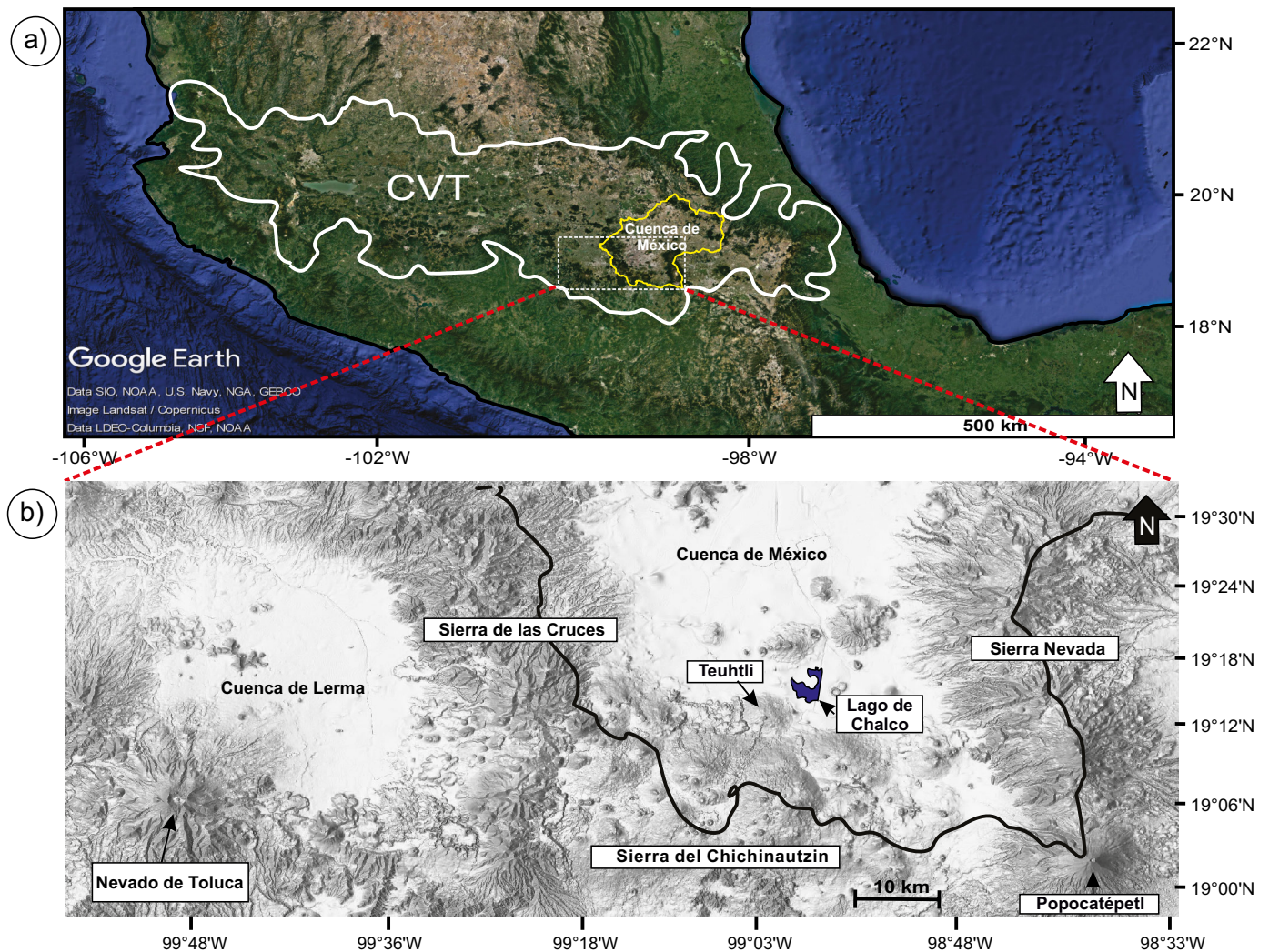


Figura 1. Ubicación del lago de Chalco. a) Cinturón Volcánico Mexicano. b) Cuencas de México y Lerma. Se indica la ubicación del volcán Nevado de Toluca, así como los volcanes Popocatepetl y Teuhtli, y el campo volcánico monogenético Chichinautzin en la región sur.

1998; Herrera-Hernández, 2011; Ortega Guerrero *et al.*, 2015; Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Sin embargo, la mayor parte de ellos no cuentan con una descripción petrográfica detallada, análisis geoquímicos ni fechamientos, y la fuente que les dio origen es desconocida. De éstos, destaca el depósito denominado como “Gran Ceniza Basáltica” (Mooser, 1972), nombrado por Ortega-Guerrero *et al.* (2015) como “Tefra Tláhuac” (TTH). A partir de datos geoquímicos, se ha propuesto como posible fuente al volcán Teuhtli, a 6.5 km del sitio de estudio. La TTH se encuentra emplazada a 14.91 m de profundidad en el núcleo CHA11-VII, constituida por tres depósitos de color negro grisáceo, masivos, que suman 98 cm de espesor. Está compuesta, mayoritariamente, por vidrio vesiculado, plagioclasa, piroxeno y líticos rojos alterados; su fracción vítrea es de composición andesítica a traquiandesítica (SiO_2 56 – 63 wt %) (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). La edad del depósito no se conoce con certeza, sin embargo, dataciones de un paleosuelo por debajo de lavas del Teuhtli, sugieren que tiene una edad menor que 34000 años cal aP. (Guilbaud *et al.*, 2015). Para este estudio se tomó la edad de 28690 cal aP propuesta en el modelo de edad realizado por Lozano-García *et al.* (2015).

Otro depósito volcánico presente en las secuencias obtenidas en el lago de Chalco es la Pómez Tutti Frutti (PTF) o Pómez con Andesita

(Mooser, 1972; Siebe *et al.*, 1995), la cual es producto de una de las siete erupciones plinianas más importantes del volcán Popocatepetl, localizado a 45.13 km de distancia del sitio de depósito; tiene una edad aproximada de 17000 años cal aP (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012). La PTF es un depósito marrón grisáceo, masivo, de 28 cm de espesor, emplazado a los 4.79 m de profundidad en el núcleo CHA11-VII. Los datos geoquímicos de este depósito sugieren una composición que varía de tranquiandesita a dacita (SiO_2 59.3 – 64.3 wt %), está constituido por fragmentos de pómez y líticos granodioríticos (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018).

Finalmente, la Pómez Toluca Superior (PTS), descrita por primera vez por Bloomfield y Valastro (1974), ha sido descrita en la cuenca vecina de Lerma (Lozano-García *et al.*, 2005) y reconocida en los depósitos del lago de Chalco (Lozano-García *et al.*, 1993; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015). Este depósito está asociado con la actividad pliniana del volcán Nevado de Toluca, hace aproximadamente 12300 años cal aP (Arce *et al.*, 2003; D’Antonio *et al.*, 2008). La PTS es un depósito masivo, gris, de 17 cm de espesor, emplazado a los 2.7 m de profundidad en el núcleo CHA11-VII. La composición de su fracción vítrea es riolítica (SiO_2 71 – 73.9 wt %) y está constituida mayoritariamente por vidrio vesiculado, cristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol

(Ortega-Guerrero *et al.*, 2018).

Clima

El clima de la región es templado subtropical de altura (Cw), de acuerdo con la clasificación climática de Köppen. Existen dos temporadas claramente definidas: una de lluvias, durante los meses del período verano-otoño, cuando la zona intertropical de convergencia (ZITC) se localiza en su posición más septentrional. La migración anual de la ZITC y los vientos alisios, proveen de precipitación al hemisferio norte durante los meses de mayo a noviembre. Mientras que la temporada de sequía ocurre durante los meses de invierno-primavera, cuando la ZITC se localiza en su posición austral.

Estudios realizados en los registros lacustres del lago de Chalco han documentado periodos de cambio ambiental durante los últimos 35000 años. Así, las variaciones en la salinidad, cambios en el nivel lacustre, en la vegetación y recurrencia de incendios se han asociado a los cambios en la insolación y en la circulación atmosférica y oceánica (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 2010; Lozano-García *et al.*, 2015; Torres-Rodríguez *et al.*, 2015).

MATERIALES Y MÉTODOS

En este estudio se analizan muestras de sedimento obtenidas de la secuencia del pozo CHA11-VII del lago de Chalco, el cual fue extraído en la planicie lacustre con un sistema Livingston, modificado en 2011 (Figura 2). Se recuperaron 18 metros de sedimentos, los cuales proporcionaron un registro de los cambios ambientales del Pleistoceno tardío y Holoceno de la región.

Ortega-Guerrero *et al.* (2015) identificaron tres tipos principales de facies en la secuencia CHA11-VII: a) facies clásticas que incluyen sedimentos limosos con cantidades variables de arcilla y arena, b) facies biogénicas, las cuales incluyen oozes silíceos de diatomeas y carbonatados de ostrácodos y c) facies volcánicas, particularmente abundantes en los 6 metros superiores, y que incluyen depósitos de caída, entre los que destacan 1) Tefra Tláhuac (TTH), 2) Pómez Tutti Frutti (PTF) y 3) Pómez Toluca Superior (PTS) (Figura 3).

La estrategia de muestreo se definió con base en la tasa de sedimentación general de la columna maestra (0.5 mm/año) y el tiempo de regeneración natural de los bosques de pino y encino ante eventos de incendio (~ 100 años) (Badía y Martí, 2009). Se colectó 0.5 cm³ de sedimento de manera continua, cada 0.5 cm, antes y después de cada depósito estudiado. En conjunto se muestrearon 10 cm por arriba y 10 cm por debajo de los horizontes correspondientes a las PTF y PTS; en el caso de la TTH, se muestrearon 10 cm por arriba y 15 cm por debajo del horizonte de esta tefra, dado que su límite inferior no es tan evidente en la secuencia estudiada.

La separación de las partículas de material carbonizado se realizó evitando el rompimiento de las mismas, defloculando las muestras de sedimento añadiendo pirofosfato de sodio al 10 %. Posteriormente, las muestras se calentaron a 90 °C durante 20 minutos con el fin de disociar la materia orgánica. La separación de arcillas del material carbonizado fue realizada mediante lavados en un tamiz de 53 µm de abertura y el material sobrante fue concentrado en una centrifuga a 2500 rpm durante 2 minutos. Las partículas carbonizadas recuperadas fueron fotografiadas en un microscopio estereoscópico. El número de partículas a analizar se estableció con base en estudios efectuados en la zona del Mar Mediterráneo y en regiones australes de Chile y Argentina, donde el número mínimo de partículas carbonizadas estadísticamente confiable ha sido definido en 350 partículas por muestra (Chabal, 1982; Solari, 1993).

Las imágenes fueron procesadas con el programa ImageJ 1.47, el cual distingue las partículas de material carbonizado con base en el

contraste. Los resultados de área por partícula se obtuvieron en milímetros cuadrados y se sumaron las áreas obtenidas para cada muestra, para posteriormente calcular concentración en mm²/cm³ y la tasa de acumulación en mm²/cm²·año.

Modelo de edad

Se elaboró un modelo de edad bayesiano con el programa de libre distribución R versión 3.5 (R Core Team, 2018) y el paquete Bacon (Blaauw y Christen, 2011). El modelo se corrió con 89 secciones de 60 cm. Se utilizaron las edades reportadas por Lozano-García *et al.* (2015), las cuales consisten en nueve edades de radiocarbono, ocho en concentrados de polen y una en testas de ostrácodos, así como dos edades de tefras ya reconocidas (Tabla 1).

A partir de las edades obtenidas con el modelo de edad de la secuencia CHA11-VII, se estimaron las tasas de acumulación de carbón, CHAR en mm²/cm²·año, para cada muestra, dividiendo las concentraciones de partículas de carbón entre las tasas de sedimentación calculadas. CHAR brinda información acerca de la tasa de producción de material carbonizado en el tiempo. En consecuencia, el incremento en sus valores representa cambios en los regímenes de fuego (Whitlock y Larsen, 2001).

Los valores de CHAR de las 20 muestras seleccionadas previas al depósito de la PTF fueron agrupados cronológicamente, ya que el análisis posterior realizado por Ortega-Guerrero *et al.* (2018) mostró que, para la secuencia de Chalco, la capa denominada pómez gris, a los 4.88 m de profundidad, correspondía al mismo evento que produjo la PTF. Así, las muestras de esta sección se dividieron en tres grupos: en el primero se incluyeron 13 muestras correspondientes a la pómez gris, el segundo grupo está conformado por las seis muestras de material retrabajado entre la pómez gris y la PTF y, finalmente, en el tercero se incluyó la muestra inmediata inferior a la PTF. En el caso de la PTS, se agruparon cronológicamente las once muestras inmediatas inferiores a la tefra, dado que correspondían con el depósito denominado VII-2.75 (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018), el cual es una unidad basal de la PTS.

Para el cálculo de flujo de carbón primario y secundario, se sumó el área total de las partículas mayores de 100 µm, en el caso de la señal primaria, y menores de 100 µm para la señal secundaria. Con base en estos valores y CHAR de cada muestra, se estimó el porcentaje de ambas señales. La serie de CHAR se descompuso en componente de fondo y picos mediante una regresión polinomial local o Loess (por sus siglas en inglés). Este método ajusta un modelo de regresión lineal (mínimos cuadrados) con uno no lineal, en subconjuntos locales de datos dentro de una ventana definida por la distribución de los valores, la cual es desplazada a lo largo de una serie. De esta manera, la regresión Loess crea una función que describe la parte determinista de la variación (componente de picos) dato por dato (Long *et al.*, 1998; Ali *et al.*, 2009). El componente de picos (por arriba de la curva Loess) representa la contribución de carbón producido por incendios locales, mientras que el componente de fondo, por debajo de la curva Loess, incluye el producido por los incendios regionales, así como por el carbón redepositado proveniente de los depósitos aledaños al cuerpo de agua (Clark, 1988; Millspaugh y Whitlock, 1995; Whitlock y Larsen, 2001). La regresión fue hecha en el programa de libre distribución R versión 3.5 (R Core Team, 2018) con una ventana de 0.25, utilizada en estudios previos (Torres-Rodríguez *et al.*, 2015).

RESULTADOS

Modelo de edad

En la Figura 3 se presenta el modelo de edad bayesiano (Blaauw y Christen, 2011) de la secuencia CHA11-VII para los últimos 35000

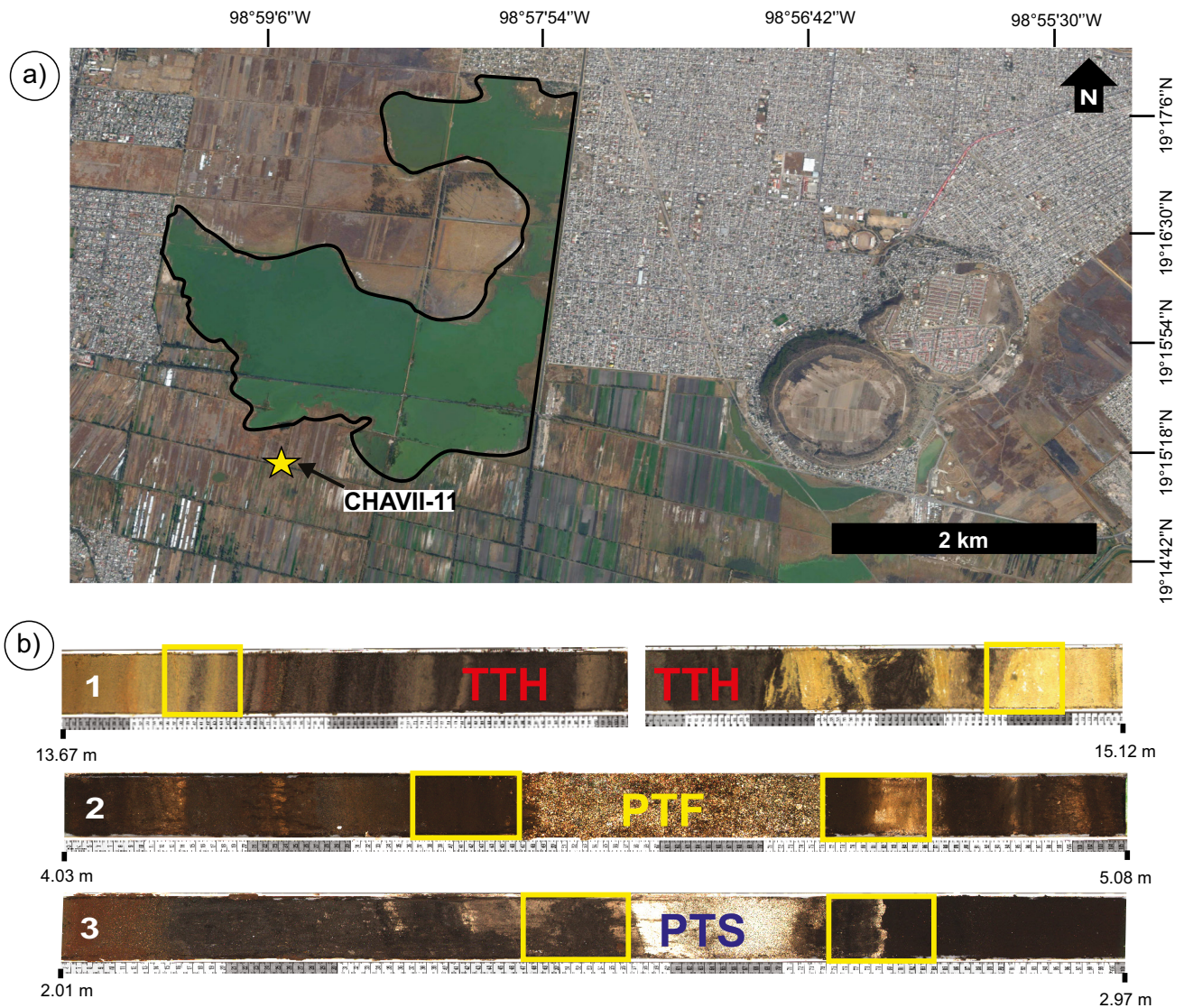


Figura 2. a) Sitio de perforación en el lago de Chalco (estrella amarilla). b) Fotografías de las secciones del núcleo CHAVII-11 donde se encuentran las tefras: 1) Tefra Tláhuac, 2) Pómez Tutti Frutti y 3) Pómez Toluca Superior. Se muestra en rectángulos amarillos las secciones analizadas por arriba y abajo de cada tefra.

años cal aP. La tasa de sedimentación estimada antes y después de la TTH es de 3.45 mm/año. Antes del depósito de la PTF, la tasa de sedimentación obtenida fue 0.44 mm/año y después del depósito volcánico, fue 0.33 mm/año. Finalmente, antes del depósito de la PTS la tasa de sedimentación estimada fue de 0.33 mm/año y después del depósito de la tefra, fue de 0.24 mm/año.

Partículas de carbón

Tefra Tláhuac (TTH)

En la sección estudiada, que abarca 51 años, se detectaron 11 valores de CHAR que superan la curva de la regresión Loess y que se denomina componente de picos (Figura 4). Antes del depósito de la TTH (28664–28644 años cal aP), la tasa de acumulación o CHAR osciló entre 1.3 y 62.1 mm²/cm² año (Figura 5). Durante los 20 años previos al depósito de la TTH, se registraron cinco picos; se estimó una frecuencia de incendios de 4.7 episodios/10 años. Durante este periodo los valores de carbón primario, indicador de incendios locales, variaron entre 0.2 a 31 %. Asociado a la tefra TTH, hay un incremento de parti-

culas primarias de 40 % (28644 años cal aP) y un pico de CHAR a los 28643 años cal aP (55.8 mm²/cm²·año). Después del depósito de la tefra, los siguientes 31 años muestran seis picos de CHAR con valores que oscilan entre 1.3 a 60.3 mm²/cm²·año, con una frecuencia de incendios de 2.6 episodios/10 años. Después del depósito de la tefra, los valores de las partículas de carbón primario son bajos (10 %), registrándose un incremento a los 28629 años cal aP de 62 % y, posteriormente, se reduce manteniéndose entre 10 y 20 %.

Pómez Tutti Frutti (PTF)

La sección estudiada abarca 300 años; los datos de CHAR correspondientes a los tres grupos de muestras asociadas a la PTF (> 17660 años cal aP) (Figura 5) varían entre 2.2 y 3.10 mm²/cm²·año, con valores mayores al 50 % de carbón primario, indicando el desarrollo de incendios locales. Después del depósito de la PTF (17660 años cal aP), en todas las muestras se encontraron picos con tasas de acumulación de carbón variables entre 0.6 y 0.2 mm²/cm²·año. Los valores de carbón primario fueron altos, entre 36 y 78.7 %, sugiriendo la existencia de incendios locales. Estos eventos de incendios locales durante el periodo

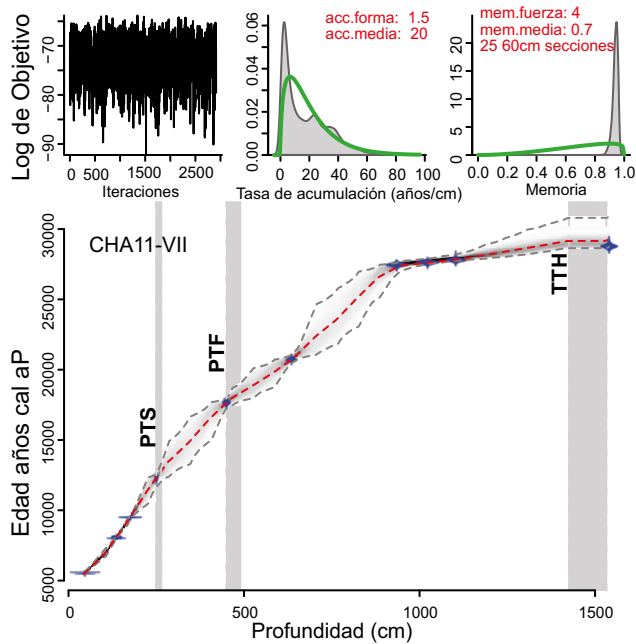


Figura 3. Modelo de edad bayesiano (Blaauw y Chisten, 2011) del núcleo CHA11 VII. Se muestran las tefras con barras verticales grises. En los recuadros superiores, de izquierda a derecha, se ilustran las iteraciones, la tasa de acumulación y la memoria del modelo.

de 285 años, presentan una frecuencia de 0.7 episodios/10 años.

Pómez Toluca Superior (PTS)

Los valores de CHAR antes del depósito PTS (> 12300 años cal aP) fueron bajos (< 1 mm²/cm²-año) (Figura 6). A los 12383 años cal aP se registró un flujo de carbón de 0.92 mm²/cm²-año, asociado a un depósito de ceniza localizado a 2.75 m de profundidad, identificado por Ortega-Guerrero *et al.* (2018) como Tefra VII 2.75. Por debajo del PTS se registró un incremento importante en el CHAR, de 117 mm²/cm²-año, siendo este el valor más alto de las tres secuencias analizadas. La señal de carbón primario alcanza valores de hasta 80 % por debajo de la tefra PTS. Después del depósito de la PTS, los valores de CHAR disminuyeron y se registran siete picos en 359 años. De éstos, destacan dos picos a los 12130 y 12092 años cal aP, con valores de CHAR de 8.7 y 5 mm²/cm², respectivamente, donde los valores de carbón primario se incrementan hasta alcanzar porcentajes de 60 %, indicando la presencia de incendios locales. La frecuencia de episodios de incendios

es de 0.19/10 años.

DISCUSIÓN

Regímenes de incendio

Sección Tefra Tláhuac

La TTH (~ 28644 cal aP) se depositó cerca de la transición entre el Estadío Isotópico Marino 3, MIS 3 (por sus siglas en inglés), (30000 – 28600 años cal aP) y el inicio del MIS 2. Se considera al MIS 3 como un interestadio, en donde el clima era relativamente cálido y húmedo, comparado con el Último Máximo Glacial (UGM), entre 26500 y 19000 años cal aP (Clark *et al.*, 2009). Varios estudios sobre el registro paleoambiental en Chalco aportan datos sobre el entorno ambiental predominante durante el fin del MIS 3 (Figura 7). Por ejemplo, la anomalía de temperatura, estimada con base en la función de transferencia realizada con datos polínicos provenientes de varias secuencias del lago de Chalco, estima una anomalía negativa de ca. 4 °C (Correa-Metrio *et al.*, 2013), mientras que el registro de titanio del núcleo CHA11-VII indica mayor aporte detrítico asociado a condiciones húmedas (Lozano-García *et al.*, 2015). Por otra parte, los datos palinológicos de otras secuencias, señalan la existencia de una cubierta vegetal conformada por bosques de coníferas alrededor de la cuenca de Chalco (Lozano-García *et al.*, 1993). Con el registro paleolimnológico se reconstruyó un lago con agua salobre y alcalina para ese periodo (Caballero-Miranda, 1997). Así, el conjunto de datos paleoambientales indica condiciones húmedas, aunque con alta insolación de primavera. La dinámica del fuego en la cuenca de Chalco, con base en los datos de CHAR, antes del depósito de la TTH (20 años), muestra eventos de incendio locales con una recurrencia estimada de 4.7 por década. De éstos, destacan, por su alto valor en el carbón primario, dos eventos a los 28662 y 28647 años cal aP, que presentan valores por encima del 20 %, aunque con bajas tasas de acumulación, indicando que fueron eventos locales, aunque no muy severos. Posteriormente, dos episodios destacan por sus altas tasa de acumulación. El primero de ellos fue un evento que ocurrió a los 28656 años cal aP, con un valor de carbón primario de 30 % y con el valor más alto de CHAR de esta sección, sugiriendo que fue muy severo. El segundo evento sucedió a los 28654 años cal aP, que fue severo y local. El incendio a los 28650 años cal aP, con base en los valores de tasa de acumulación y los valores de carbón primario, fue local.

Estos episodios de paleofuegos parecen haber respondido a un forzamiento climático *top-down*, probablemente debido a la alta insolación de primavera (Torres-Rodríguez *et al.*, 2015); además, los datos de concentración de titanio, muestran una tendencia hacia la

Tabla 1. Dataciones utilizadas en la elaboración del modelo de edad. Se presentan nueve dataciones por radiocarbono, ocho en concentrados de polen y una en ostrácodos. De igual modo, se presentan dos dataciones de tefra realizadas por Arce *et al.* (2003) y Sosa-Ceballos *et al.* (2012).

Clave	Edad (ka)	Error (años)	Profundidad (m)	Material datado	Referencia
Beta 347500	4.83	30	0.47	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 347502	7.22	30	1.36	Ostrácodos	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 347503	7.28	40	1.37	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 347501	8.49	40	1.76	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Boundary UTP	10.445	95	2.50	Tefra	Arce <i>et al.</i> , (2003)
Boundary TuttiFrutti	14.5	100	4.50	Tefra	Sosa-Ceballos <i>et al.</i> , (2012)
Beta 359187	17.18	60	6.35	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 359191	23.18	90	9.35	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 359189	23.45	100	10.23	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 359190	23.72	110	11.03	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)
Beta 344189	24.754	100	15.40	Concentrado de polen	Lozano-García <i>et al.</i> , (2015)

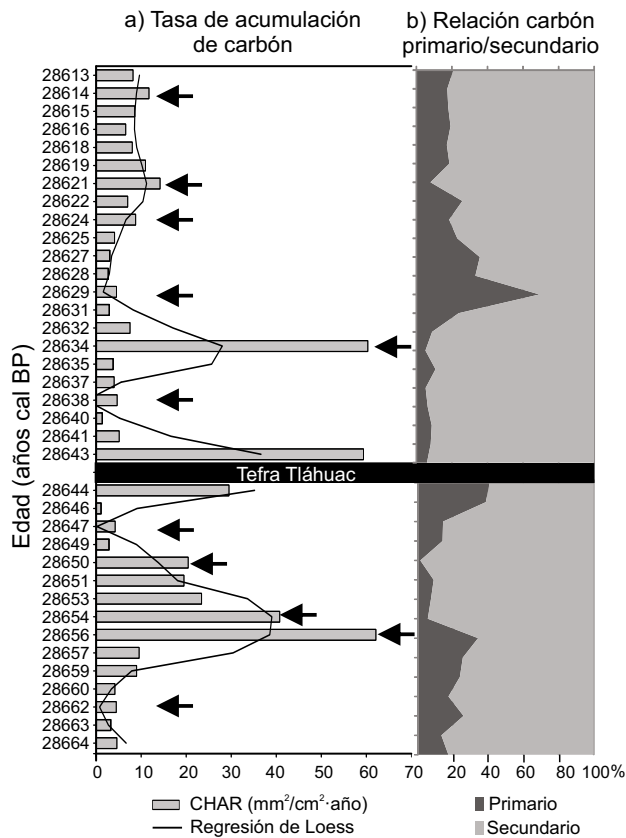


Figura 4 a) Tasa de acumulación de carbón (CHAR mm²/cm²·año) para la sección previa y posterior al depósito de la tefra TTH; en barras grises se muestra el CHAR respecto a la edad estimada y la línea negra indica el valor de la regresión de Loess. Las flechas representan eventos de incendios. b) Porcentaje de partículas de carbón; en gris oscuro partículas > 100 µm de diámetro (primaria) y en gris claro (secundaria) < 100 µm de diámetro.

disminución del aporte detrítico (Lozano-García *et al.*, 2015), lo que pudo favorecer la quema de las comunidades de bosques. Asimismo, con base en los datos palinológicos hay evidencia de la existencia de extensos bosques de coníferas los cuales funcionaron como combustible (Lozano-García *et al.*, 1993). Comparando los datos de alta resolución de este estudio con el registro de CHAR para otra secuencia de Chalco (Torres-Rodríguez *et al.*, 2015) antes del depósito de la TTH, estos autores documentan dos picos asociados a incendios.

Los valores de carbón primario (> 100 µm), asociados a la tefra TTH (28644 años cal aP), son altos, indicando la quema local de bosques. Después de la actividad volcánica, se registra un mayor porcentaje de partículas secundarias, las cuales corresponden a la producción regional de carbón (Whitlock y Millspaugh, 1996). Después del depósito de la TTH, los valores de CHAR y de carbón primario se reducen. En el registro que abarca 31 años, hay seis eventos de incendio locales indicados por las tasas de acumulación y la presencia de carbón primario con una frecuencia de 2.6 episodios por década. Destaca el episodio posterior y/o asociado a la tefra TTH con alta tasa de acumulación de carbón, indicando alta severidad, pero con valores bajos de carbón primario, y el evento de 28634 años cal aP con una señal similar. Por otra parte, hubo un evento local con valores muy altos de carbón primario (70 %) a los 28629 años cal aP, pero con una tasa de acumulación baja.

Sección Pómez Tutti Frutti

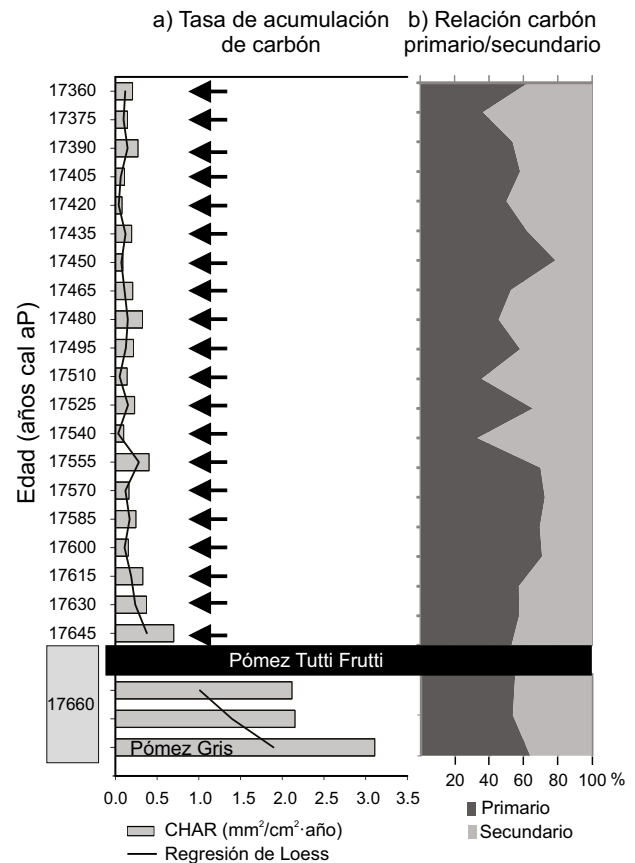


Figura 5. Tasa de acumulación carbón (CHAR mm²/cm²·año) para la sección previa y posterior al depósito de la tefra PTF. En barras grises se muestra el CHAR respecto a la edad estimada; la línea negra indica el valor de la regresión de Loess. Las flechas representan eventos de incendios. b) Porcentaje de partículas de carbón; en gris oscuro partículas > 100 µm de diámetro (primaria) y en gris claro (secundaria) < 100 µm de diámetro.

La tefra PTF (~17660 cal aP) se depositó durante el MIS2 cerca de la desglaciación contemporánea al evento HS1 (Henrich Stadial 1), caracterizado por un enfriamiento. Para el UMG se ha estimado una disminución en la temperatura respecto a la actual de ca. 4.5 °C (Correa-Metrio *et al.*, 2013), con base en las funciones de transferencia elaboradas a partir de datos palinológicos de las secuencias sedimentarias de Chalco. Sin embargo, estudios de las líneas de elevación de las nieves en el Iztaccíhuatl, se ha estimado un enfriamiento mayor de ca. 6.2 a 7.6 °C (Lachniet y Vázquez-Selem, 2005; Vázquez-Selem y Heine, 2004). Los datos paleolimnológicos indican la existencia de un cuerpo somero de agua dulce (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998). En cuanto a las comunidades vegetales, la cobertura forestal fue menor que durante el MIS3; los espectros polínicos muestran un aumento del polen de pastos, presencia de plantas xerófitas y una reducción en los bosques de coníferas durante el MIS 2 (Figura 7) (Lozano-García *et al.*, 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Caballero *et al.*, 2010). Esto sugiere climas menos húmedos con una cubierta boscosa menor. Esta interpretación se sustenta en los valores menores de titanio que sugieren menos aporte detrítico (Lozano-García *et al.*, 2015). Todas las muestras analizadas previas a la tefra PTF, corresponden al evento volcánico, la capa de ceniza gris (7 cm de espesor) forma parte del mismo evento eruptivo que dio lugar a la PTF (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Los valores de CHAR incrementan en esta sección, así como las partículas primarias,

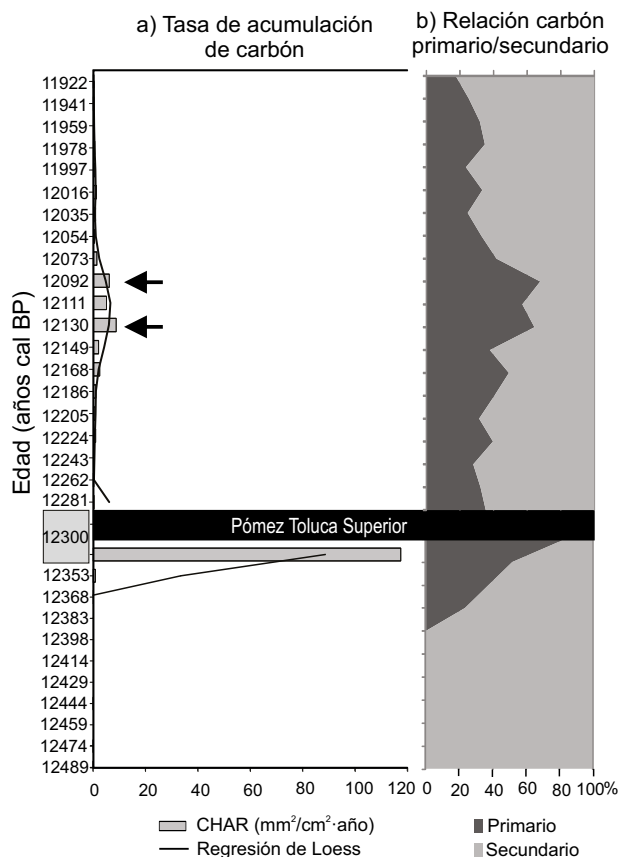


Figura 6. a) Tasa de acumulación de carbón (CHAR $\text{mm}^2/\text{cm}^2\cdot\text{año}$) para la sección previa y posterior al depósito de la tefra PTS; las barras grises corresponden al CHAR respecto a la edad estimada y la línea negra indica el valor de la regresión de Loess. Las flechas representan eventos de incendios. b) Porcentaje de partículas de carbón, en gris oscuro partículas $> 100 \mu\text{m}$ de diámetro (primaria) y en gris claro (secundaria) $< 100 \mu\text{m}$ de diámetro.

lo que sugiere que los eventos de incendio podrían considerarse locales, aunque por la distancia entre el foco eruptivo y el sitio de depósito se trata de incendios extra-locales.

Los episodios de incendio registrados después de la erupción fueron locales, con valores mayores del 40 % para las partículas primarias; la frecuencia estimada fue de 0.7 episodios/10 años, la cual es una recurrencia menor comparada con la sección de la tefra TTH. Si se comparan los valores de CHAR que son $< 0.5 \text{ mm}^2/\text{cm}^2\cdot\text{año}$, con los registrados durante el MIS3, entre 5 a $60 \text{ mm}^2/\text{cm}^2\cdot\text{año}$, es posible suponer que los incendios con bajos valores de CHAR estén relacionados al entorno ambiental prevaleciente durante el final del UGM. Éste está caracterizado por la disminución de la temperatura y menor disponibilidad de combustible, pues los registros polínicos muestran un cambio en las comunidades de plantas hacia bosques abiertos. También, estos incendios son menos frecuentes (0.7/10 años) que los registrados durante el MIS 3 (4.7 episodios/10 años previo a la tefra y 2.6 episodios/años posterior a la tefra).

Los resultados obtenidos para la sección de la PTF coinciden con los datos para regiones templadas y tropicales, donde se han documentado menos incendios en registros lacustres y en suelos al final del UGM y la deglaciación (21000 – 12000 años cal aP) (Power et al., 2008).

Sección Pómez Toluca Superior

La actividad volcánica que dio lugar a la PTS fue contemporánea

al *Younger Dryas*, una oscilación climática al final del Pleistoceno, que en el centro de México está caracterizada por un avance glacial en el Iztaccihuatl denominado Milpulco I, en el cual la estimación en el descenso de la temperatura es de ca. 4°C (Vázquez-Solem y Heine, 2004). Los datos de las funciones de transferencia, con datos polínicos, estiman una disminución de ca. 2°C (Correa-Metrio et al., 2013). Aunque el clima era más frío que el actual, se detectan cambios en las comunidades de plantas; así, los espectros palinológicos de Chalco muestran incrementos en la cobertura arbórea (Figura 7), así como en la cuenca de Lerma (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García et al., 2005). Por otra parte, los registros paleolimnológicos sugieren que Chalco continuaba siendo un lago de agua dulce (Caballero-Miranda, 1997), probablemente por la baja evaporación asociada al clima frío, aunque no se detecta un aumento en el aporte detrítico (Lozano-García et al., 2015). En el periodo de 90 años (de 12504 a 12414 años cal aP) previo al depósito de la PTS, no hay evidencias de incendios en Chalco, solamente hay partículas secundarias menores a $100 \mu\text{m}$ provenientes de quemaduras regionales. Los incendios asociados a la actividad volcánica del Nevado de Toluca, localizado $\sim 80 \text{ km}$ al oriente del lago de Chalco, se registraron en el primer centímetro por debajo del depósito PTS. Arce et al. (2003) documentan el inicio de la erupción de la PTS con una serie de intercalaciones de columnas plinianas de varios kilómetros de altura y flujos piroclásticos con temperaturas mayores a los 300°C , capaces de quemar a los bosques localizados en las laderas del volcán. Por encima de los flujos piroclásticos se forman nubes con partículas de grano fino ($< 1 \text{ mm}$) que se elevan varios kilómetros y que son capaces de transportar este material grandes distancias (Cas y Wright, 2012). En el depósito de ceniza identificado como Tefra VII 2.75 (Ortega-Guerrero et al., 2018), es donde se registra la actividad volcánica del Nevado de Toluca, que dio lugar a la PTS, y donde se detecta el incremento de carbón primario con valores de flujo de carbón de $0.92 \text{ mm}^2/\text{cm}^2\cdot\text{año}$. Suponemos que dicha ceniza puede estar relacionada con la columna pliniana (PC1), la cual alcanzó hasta 39 km de altura con un eje de distribución de dirección NE y E (Arce et al., 2003). Los altos valores de CHAR de $117 \text{ mm}^2/\text{cm}^2\cdot\text{año}$ con partículas carbonizadas primarias que alcanzan valores del 80 %, probablemente están relacionadas a la columna pliniana PC2 de 42 km de altura. Este evento tuvo la misma dirección de dispersión NE y E (Arce et al., 2003) y depositó a la tefra PTS. El valor de CHAR estimado asociado a este evento ($117 \text{ mm}^2/\text{cm}^2\cdot\text{año}$) es mayor en dos órdenes de magnitud con respecto al resto de los depósitos estudiados. Lo anterior no concuerda con el modelo tafonómico propuesto por Whitlock y Larsen (2001), en el cual el análisis de la distribución de partículas indica que la señal primaria tiene un origen local. En el caso de los paleofuegos durante la actividad volcánica de la PTS, las partículas primarias registradas en Chalco son de origen regional. Posterior a la actividad volcánica, los siguientes 359 años, muestran valores bajos de CHAR, excepto por dos incendios locales en 12130 y 12092 años cal aP con porcentajes de partículas primarias mayores al 50 %. La recurrencia de incendios en Chalco es baja, tanto antes (0.16 episodios/10 años) como después del depósito de la tefra (0.19 episodios/10 años), en comparación con las otras dos secciones.

Los datos obtenidos indican una mayor recurrencia de incendios antes y después de la TTH (28664 a 28613 años cal aP) con valores altos de CHAR, en menor medida durante la PTF (17635 a 17360 años cal aP), mientras que las recurrencias de incendios disminuyen antes y después de la PTS (12489 a 11922 años cal aP).

Dinámica de los incendios asociados a eventos volcánicos

El clima es un factor en el desarrollo de incendios en escalas de miles de años (Whitlock et al., 2010). El registro de incendios documentado para Chalco muestra que la insolación de primavera fue un

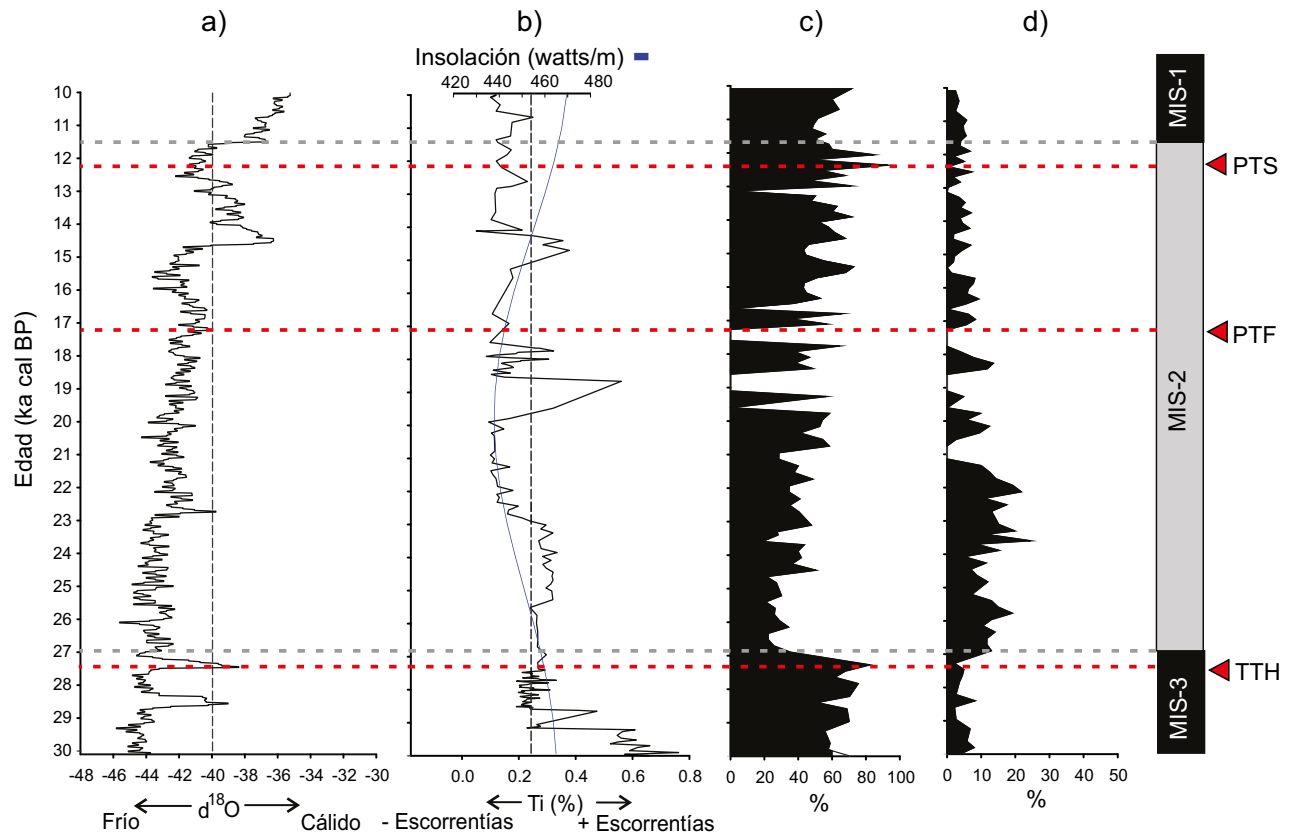


Figura 7. a) Anomalías de temperatura inferidas con base en funciones de transferencia de polen (Correa-Metrio et al., 2013); b) Insolación de primavera para una latitud de 20°N y Porcentaje de titanio del núcleo CHA11-VII del lago de Chalco, modificado de Lozano-García et al. (2015); c) Porcentaje de polen arbóreo y d) Porcentaje de polen de herbáceas del núcleo CHAB (Lozano-García et al., 1993). Las tefras analizadas están marcadas con una línea punteada roja, los límites de los Estadios Isotópicos Marinos están indicados con líneas grises.

factor relevante en la detonación de eventos de incendio y explica los valores tan altos al final del MIS 3, antes y después de la TTH. Sin embargo, hay otros eventos de incendio relacionados con la presencia de tefras, aún no estudiadas en varios de los registros del centro de México (Conserva y Byrne, 2002; Lozano-García et al., 2007; Lozano-García et al., 2010; Torres-Rodríguez et al., 2015). Por lo tanto, el análisis de las partículas de carbón en sedimentos lacustres (señal de paleofuegos) contribuye a entender la dinámica de los incendios durante de las erupciones volcánicas en el registro paleoecológico.

Con los resultados obtenidos podemos proponer que la actividad volcánica funciona como un factor *bottom-up* en la incidencia de incendios en Chalco. Así también, los datos permiten explorar si la distancia de los focos eruptivos local, (TTH), extra-local (PTF) y regional (PTS), al epicentro jugó un papel importante en el depósito de las partículas carbonizadas. Igualmente, la distancia pudo haber controlado las diferencias en las tasas de acumulación de carbón, así como la distribución del tamaño de partículas carbonizadas (señal primaria o secundaria) registradas en cada uno de los eventos eruptivos. Con base en el modelo existente de transporte de material carbonizado y su posterior depósito en lagos (Whitlock y Larsen, 2001), era de esperar que, con la distancia, las partículas mayores a 100 μm disminuyeran su porcentaje al igual que el valor de CHAR; sin embargo, nuestros datos sugieren que este modelo no se cumple en regiones con volcanismo activo, como es el centro de México.

La alta resolución de los datos de CHAR de las tres secciones estudiadas, permite inferir que el depósito de material carbonizado en incendios de origen volcánico regional y extra-local, ocurrió antes

del emplazamiento de las tefras asociadas. En el caso de la PTS, que representa un contexto de incendios de origen regional, alcanzó los valores de CHAR más altos (117 $\text{mm}^2/\text{cm}^2\text{año}$) y con altos porcentajes de partículas mayores a 100 μm , generadas durante la intensa actividad volcánica, en comparación con los otros eventos eruptivos. Mientras que los valores más bajos de CHAR, se obtuvieron para las muestras asociadas a la PTF (5.5 $\text{mm}^2/\text{cm}^2\text{año}$), cuya distancia entre el foco eruptivo y el sitio de depósito representa un contexto extra-local. Se sugiere que en ambos contextos las diferencias aerodinámicas entre la forma del carbón y los fragmentos de pómez, están asociadas al desplazamiento y posterior depósito preferencial del carbón: la forma alargada de las partículas carbonizadas facilita su transporte al contrarrestar la fricción del viento sobre su superficie de contacto.

El contexto paleoclimático en el que ocurren los eventos de actividad volcánica influye en la disponibilidad de combustible, en la generación de incendios y, por tanto, en la formación de partículas carbonizadas. Los paleofuegos asociados a la TTH, aunque son los más cercanos al sitio de estudio, presentaron valores de CHAR menores a los de la PTS. Las condiciones de mayor cubierta forestal durante la erupción del volcán Teuhtli pudo funcionar como un factor adicional de los incendios previos a la erupción, 4.7/10 años, los cuales consumieron el combustible disponible a quemar durante la erupción. Esto no ocurrió durante la erupción del Nevado de Toluca en el *Younger Dryas*, cuando las condiciones eran de menor humedad y el desplazamiento de las especies sucedió a mayores altitudes, en respuesta al cambio climático que proveyó el combustible vegetal.

Finalmente, los incendios asociados a la actividad volcánica, así

como el depósito de las partículas carbonizadas que de ellos se emanan, depende de diversos factores entre los que se encuentran: 1) el tipo y evolución de la erupción, 2) la vegetación disponible a quemar y 3) el contexto climático en que ocurren las erupciones. Por lo que, para regiones volcánicas activas como la cuenca de México, consideramos complicado interpretar paleofuegos en términos de un modelo lineal en donde las partículas primarias representan contextos locales, mientras las secundarias implican contextos regionales.

CONCLUSIONES

El análisis del material carbonizado preservado en secuencias lacustres del Pleistoceno y Holoceno resulta de interés en los estudios paleoecológicos, pues ofrece información sobre la dinámica ambiental pasada y la generación de incendios. Para zonas volcánicas, como es el centro de México, no sólo el clima ha jugado un papel importante en la dinámica de incendios. El estudio de la frecuencia de incendios antes, durante y después de eventos volcánicos como son la TTH, la PTF y la PTS, bajo distintos escenarios paleoclimáticos, aportó datos sobre la relación entre las tasas de acumulación de carbón y la distancia del foco eruptivo al sitio de depósito. Para eventos de fuego de origen volcánico extra-local y regional, los datos muestran que el depósito del material carbonizado ocurre previo a las tefras, dada la forma aerodinámica de las partículas carbonizadas que facilita su transporte y depósito. Este es el primero estudio donde se evalúan los cambios en las tasas de acumulación de carbón y la distribución del tamaño de partículas para periodos de actividad volcánica. Por lo tanto, es necesario analizar los registros sedimentarios de otras cuencas cercanas para poder generalizar las observaciones que aquí se presentan.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias al financiamiento de la Universidad Nacional Autónoma de México a través del proyecto de investigación DGAPA-PAPIIT- IV-100215 "Cambio climático y Medio Ambiente en la Historia del Lago de Chalco". Agradecemos a la Dra. Graciela Gil Romero por la sugerencias y comentarios a esta investigación. También, agradecemos la revisión y los comentarios al manuscrito de los revisores anónimos.

REFERENCIAS

- Ali, A.A., Higuera, P.E., Bergeron, Y., Carcaillet, C., 2009, Comparing fire-history interpretations based on area, number and estimated volume of macroscopic charcoal in lake sediments: *Quaternary Research*, 72(3), 462-468.
- 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.
- Avendaño-Villeda, D.A., Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Brown, E., 2018, Condiciones ambientales a finales del Estadio Isotópico 6 (EI 6: > 130000 años) en el centro de México: caracterización de una sección de sedimentos laminados proveniente del Lago de Chalco: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35(2), 168-178.
- Badía, D., Martí, C., 2009, Zonas afectadas por incendios forestales. Estudio de casos en el valle medio del Ebro, en Cerdà, A., Mataix-Solera, J. (eds.), Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España: Valencia, España, Universidad de Valencia, Cátedra divulgación de la Ciencia, 158-183.
- Blaauw, M., Chisten, J.A., 2011, Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process: *Bayesian Analysis*, 3, 457-474.
- Bloomfield, K., Valastro, Jr.S., 1974, Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 85(6), 901-906.
- Caballero-Miranda, M., 1997, Reconstrucción paleolimnológica del Lago de Chalco durante el último máximo glacial, el registro de diatomeas entre 34000 y 15000 años AP: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 91-100.
- Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., 1998, Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City: *Quaternary Research*, 50(1), 69-79.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B., 2010, Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.
- Cas, R., Wright, J.V., 2012, Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions: London, Springer Science & Business Media, 528 pp.
- Chabal, L., 1982, Méthodes de prélèvement des bois carbonisés protohistoriques pour l'étude des relations homme-végétation: Montpellier, France, Université de Montpellier II, tesis de estudios a profundidad (DEA), 54 pp.
- Clark, J.S., 1988, Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling: *Quaternary Research*, 30(1), 67-80.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe, A.M., 2009, The last glacial maximum: *Science*, 325(5941), 710-714.
- Conserva, M.E., Byrne, R., 2002, Late Holocene vegetation change in the Sierra Madre Oriental of central Mexico: *Quaternary Research*, 58(2), 122-129.
- Correa-Metrio, A., Bush, M.B., Lozano-García, M.S., Sosa-Nájera, S., 2013, Millennial-scale temperature change velocity in the continental northern Neotropics: *PLOS One*, 8(12), e81958.
- D'Antonio, M., Capra, L., Sarocchi, D., Bellotti, F., 2008, Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, volcán Nevado de Toluca (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 115-134.
- Del Pozzo, A.M., 1982, Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico: *Bulletin Volcanologique*, 45(1), 9-24.
- Guilbaud, M.N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Barba-Pingarrón, L.A., Ortiz, A., 2015, Volcanic stratigraphy of a high-altitude mammothus columbi (Tlacotenco, sierra Chichinautzin), central México: *Bulletin of Volcanology*, 77(3), 17.
- Herrera-Hernández, D., 2011, Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío de la cuenca de Chalco, México: México, D. F., México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 122 pp.
- Heyerdahl, E.K., McKenzie, D., Daniels, L.D., Hess, A.E., Littell, J.S., Mantua, N.J., 2008, Climate drivers of regionally synchronous fires in the inland Northwest (1651-1900): *International Journal of Wildland Fire*: 17(1), 40-49.
- Higuera, P.E., Gavin, D.G., Henne, P.D., Kelly, R.F., 2010, Recent advances in the analysis and interpretation of sediment-charcoal records: *Open Ecology Journal*, 3(1), 6-23.
- Lachniet, M.S., Vázquez-Selem, L., 2005, Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela): *Quaternary International*, 138-139, 129-144.
- Long, C.J., Whitlock, C., Bartlein, P.J., Millsapugh, S.H., 1998, A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study: *Canadian Journal of Forest Research*, 28(5), 774-787.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1994, Palynological and Magnetic Susceptibility Records of Chalco Lake, Central México: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 177-191.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico: *Quaternary Research*, 40(3), 332-342.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., Caballero, M., 2005, 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico: *Quaternary Research*, 64(1), 70-82.
- Lozano-García, M., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S., 2007, Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(41),

- 16200-16203.
- Lozano-García, S., Caballero, M., Ortega, B., Sosa, S., Rodríguez, A., Schaaf, P., 2010, Late Holocene palaeoecology of Lago Verde: evidence of human impact and climate change in the northern limit of the neotropics during the late formative and classic periods: *Vegetation History and Archaeobotany*, 19(3), 177-190.
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P.D., Beramendi-Orosco, L., Caballero, M., 2015, Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3: *Quaternary Research*, 84(2), 262-271.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L., 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1-2), 125-150.
- Mastretta-Yanes, A., Moreno-Letelier, A., Pinero, D., Jorgensen, T.H., Emerson, B.C., 2015, Biodiversity in the Mexican highlands and the interaction of geology, geography and climate within the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Biogeography*, 42(9), 1586-1600.
- Millsaugh, S.H., Whitlock, C., 1995, A 750-year fire history based on lake sediment records in central Yellowstone National Park, USA: *The Holocene*, 5(3), 283-292.
- Mooser, F., 1972, The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12(2), 55-70.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano García, M., Caballero, M., Herrera Hernández, D.A., 2015, Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 185-201.
- Ortega-Guerrero, B., García, L.C., Linares-López, C., 2018, Tephrostratigraphy of the late Quaternary record from Lake Chalco, central México: *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 122-140.
- Power, M.J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Mayle, F.E., Mooney, S., 2008, Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data: *Climate dynamics*, 30(7-8), 887-907.
- R Core Team, 2018, A language and environment for statistical computing: R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria, <<https://www.R-project.org/>>, fecha de consulta: 8 mayo 2019.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995, Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual como del volcán Popocatepetl, en CENAPRED, (ed.), *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*: Ciudad De México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, 195-220.
- 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.
- Solari, M.E., 1993, L'homme et le bois en patagonie et terre de feu au cours des six derniers millénaires: *Recherches anthracologiques au Chili et en Argentine*: Montpellier, France, Université de Montpellier II, tesis doctoral, 267 pp.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012, A caldera-forming eruption ~ 14,100 14 Cyr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213, 27-40.
- Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Roy, P., Ortega, B., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, A., Caballero, M., 2015, Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands: *Journal of Quaternary Science*, 30(1), 88-99.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004, Late Quaternary glaciation of Mexico: Developments in Quaternary Sciences, 2, 233-242.
- Whitlock, C., Millsaugh, S.H., 1996, Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA: *The Holocene*, 6(1), 7-15.
- Whitlock, C., Larsen, C., 2001, Charcoal as a fire proxy, in Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., (eds.), *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: terrestrial, algal, and siliceous indicators*: New York, Kluwer Academic Publishers, 75-97.
- Whitlock, C., Higuera, P.E., McWethy, D.B., Briles, C.E., 2010, Paleoeological perspectives on fire ecology: revisiting the fire-regime concept: *The Open Ecology Journal*, 3(1), 6-23.

Manuscrito recibido: noviembre 27, 2019

Manuscrito corregido recibido: mayo 3, 2019

Manuscrito aceptado: mayo 5, 2019