

Ecología

## Historia de la vegetación, ambiente y evidencia de actividad humana de los últimos 6,000 años en el lago alpino La Luna, Nevado de Toluca

### *Vegetation history, environment and evidence of human activity during the last 6,000 years from the alpine lake La Luna, Nevado de Toluca*

Juan Pablo Ruiz-Cordova <sup>a</sup>, Socorro Lozano-García <sup>b, \*</sup>, Margarita Caballero <sup>c</sup>, Blanca Lorena Figueroa-Rangel <sup>d</sup>, Susana Sosa-Nájera <sup>b</sup> y Martín Salvador Hernández-Vázquez <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Posgrado en Ciencias Biológicas, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04360 Ciudad de México, México

<sup>b</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04360 Ciudad de México, México

<sup>c</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04360 Ciudad de México, México

<sup>d</sup> Departamento de Ecología y Recursos Naturales, Centro Universitario de la Costa Sur, Universidad de Guadalajara, Avenida Independencia Núm. 151, 48900 Autlán de Navarro, Jalisco, México

\*Autor para correspondencia: mslozano@unam.mx (S. Lozano-García)

Recibido: 15 marzo 2019; aceptado: 15 agosto 2019

#### Resumen

El registro sedimentario del lago La Luna, proporciona evidencias sobre la dinámica de la vegetación y el cambio climático durante los últimos 6000 años cal AP (calibrados antes del presente). Se realizaron análisis palinológicos, geoquímicos y material carbonizado para describir los cambios en las comunidades y el ambiente. El registro paleoecológico inició con el establecimiento de elementos del pastizal alpino. El espectro polínico muestra la existencia de bosques de coníferas y de *Quercus* entre 6000 y 4700 años cal AP, asociados con condiciones climáticas húmedas y baja frecuencia de incendios forestales. Entre 4700 a 2000 años cal AP, hay ambientes más secos, con incremento de incendios forestales y abundancia elevada de *Pinus*. Durante los últimos 2000 años cal AP, las variaciones en la vegetación muestran un aumento de *Abies* y una disminución de *Pinus* asociados con condiciones ambientales relativamente húmedas durante el Clásico (1-650 años dC), el aumento de *Pinus* en el registro paleoecológico sugiere condiciones climáticas más secas durante el Epiclásico (650-950 dC) y la Anomalía Climática Medieval (950 a 1300 dC). Durante la Pequeña Edad de Hielo (1300-1850 dC) se infieren ambientes fríos con una menor frecuencia de incendios. El registro de *Zea mays*, sugiere actividad humana en el área de estudio desde el año 4680 cal AP.

*Palabras clave:* Cambio climático; Holoceno; Palinología; Incendios; Lago alpino

## Abstract

The sedimentary record from alpine Lake La Luna provided evidences of the vegetation dynamics and climate change during the last 6000 cal yr BP (calibrated years before present). A combination of analyses, including palynology, geochemistry and charcoal, allow inferring changes in the plants communities and the environment. The record starts with the establishment of alpine grasslands. According to the pollen spectra, coniferous and *Quercus* forests developed between 6000 and 4700 cal yr BP associated to humid conditions and low fire forests frequency events. By 4700 to 2000 cal yr BP drier environments with increases in fires frequency and high abundance of *Pinus* pollen is recorded. During the last 2000 cal yr BP changes in vegetation includes increases in *Abies* and reduction in *Pinus* pollen that point to humid environmental conditions during the Classic (1-650 AD), whereas during the Epiclassic (650-950 AD) and the Medieval Anomaly (950 a 1300 AD) the *Pinus* pollen increased suggesting drier conditions. Cold climates with reduced frequency of fires events are inferred during the Little Ice Age (1300-1850 AD). Presence of maize pollen in the pollen record gives evidence human activities in the area since 4680 cal yr BP.

*Keywords:* Climate change; Holocene; Palynology; Fires; Alpine lake

## Introducción

Los sedimentos lacustres constituyen una fuente de información paleoecológica, ya que a través del análisis de los indicadores que ahí se preservan, se obtiene una visión a largo plazo sobre los factores que modulan el paisaje. El análisis palinológico es uno de los mejores métodos para la reconstrucción de la vegetación pasada (Birks y Birks, 1980). Este análisis, combinado con el estudio de otros indicadores paleoecológicos, tales como el material carbonizado, considerado como indicador de la presencia de incendios forestales ocurridos en el pasado (Castillo-Batista et al., 2016; López-Pérez, 2014; Lozano-García et al., 2007; Torres-Rodríguez et al., 2015) y el análisis geoquímico que aporta información sobre los cambios en la cuenca de depósito (Gol'dbert et al., 2001; Lotter, 2003) permiten la realizar la reconstrucción de ambientes pasados.

El Holoceno, es decir, el último periodo interglaciar que corresponde con los últimos 11,700 años cal AP (años calibrados antes del presente), se caracteriza por un incremento en la temperatura global así como por periodos de sequía, que han inducido cambios significativos en la vegetación hasta constituir la flora actual. Durante los últimos 4,000 años cal AP, periodo que corresponde al Holoceno tardío, ocurrió una transición de ambientes naturales a ambientes marcados por actividades humanas. En el centro de México, las investigaciones paleoecológicas (Bhattacharya et al., 2015; Figueroa-Rangel et al., 2008; Lozano-García et al., 2007) han documentado cambios ocurridos en la vegetación de las cuencas intermontanas de la Faja Volcánica Transmexicana. Durante el Holoceno tardío, los conjuntos palinológicos se vuelven más complejos debido al impacto humano sobre los ecosistemas (Dominguez-Vázquez et al., 2018; Figueroa-Rangel et al., 2008; Lozano-García et al., 2010). Actividades antrópicas,

como la agricultura, alteraron las comunidades de plantas, y esta señal se detecta en los indicadores paleoecológicos, como el aumento de polen de herbáceas, relacionado con procesos de deforestación; aumento de material carbonizado (MC), como indicador de incendios, y la presencia de polen de cultivos agrícolas como *Zea mays* (Lozano-García et al., 2007).

Los ambientes lacustres de alta montaña (> 3,800 m snm) en el centro de México, son sitios que pueden aportar evidencias paleoecológicas sobre los cambios ocurridos en la vegetación y el ambiente durante el Holoceno tardío. Además, las investigaciones paleoecológicas en los ecosistemas de montaña son útiles para documentar el efecto de la variabilidad climática y del calentamiento a futuro (Rull et al., 2011). Un ejemplo sobre los cambios en la vegetación durante el Holoceno de un sitio de altura es el registro palinológico de Valle Agua El Marrano, en la cara oeste del volcán Iztaccihuatl, el cual documenta cambios en la composición de la vegetación con el establecimiento del bosque de *Pinus hartwegii* a 3,860 m snm ~ 3000 años cal AP en respuesta al calentamiento del Holoceno (Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005). En el trabajo de Cuna et al. (2014) realizado en el lago alpino La Luna (LL) (4,216 m snm) localizado en el cráter del Nevado de Toluca (NT) fueron documentados periodos de variabilidad climática durante los últimos 800 años, identificando condiciones frías y secas entre 1360 y 1910 dC, asociadas con la Pequeña Edad de Hielo. Además, los autores anteriores reportan evidencias de actividades antrópicas con presencia de granos de polen de *Zea* y *Typha* sp., cuya presencia fue atribuida a ofrendas religiosas.

Los objetivos de este estudio fueron documentar la dinámica de la vegetación pasada a través del análisis palinológico de una secuencia lacustre extraída del lago alpino LL que abarca el Holoceno medio y tardío (~ 6000 años cal AP). Además, ya que los estudios de

otros indicadores ambientales aportan datos sobre la variabilidad climática, se analiza el contenido de las partículas de material carbonizado para establecer los eventos de incendio y así como la composición geoquímica de los sedimentos para inferir los periodos de sequía y/o humedad. Por otra parte, se evalúa la presencia humana en el área a partir de la presencia de polen de cultivos en el registro de polen.

### Materiales y métodos

El volcán Nevado de Toluca (NT) (4,690 m snm), localizado en el Área de Protección de Flora y Fauna NT (APFFNT), es una formación con una historia compleja de

actividad volcánica (Arce et al., 2006; Torres-Orozco et al., 2017). Al interior de su cráter se encuentran los lagos El Sol y La Luna (LL) (4,216 m snm), separados por un domo denominado El Ombligo (4,330 m snm) (fig. 1). El lago LL es un lago polimíctico cálido, cuya profundidad máxima es de 10 m y tiene un diámetro de 230 m; presenta un pH de  $5.5 \pm 0.4$ , escasa mineralización y exiguo contenido de minerales (Alcocer et al., 2004; Cuna et al., 2014; Sigala-Regalado et al., 2017). Las rocas de la cuenca de captación tienen una composición andesítica a dacítica (Macías et al., 1997). El clima que predomina en el cráter es frío de alta montaña, con temperatura media anual de  $3.8 \text{ }^\circ\text{C}$ , régimen de lluvias de verano y precipitación total anual de 1,213 mm (García, 2004; SMN, 2018).

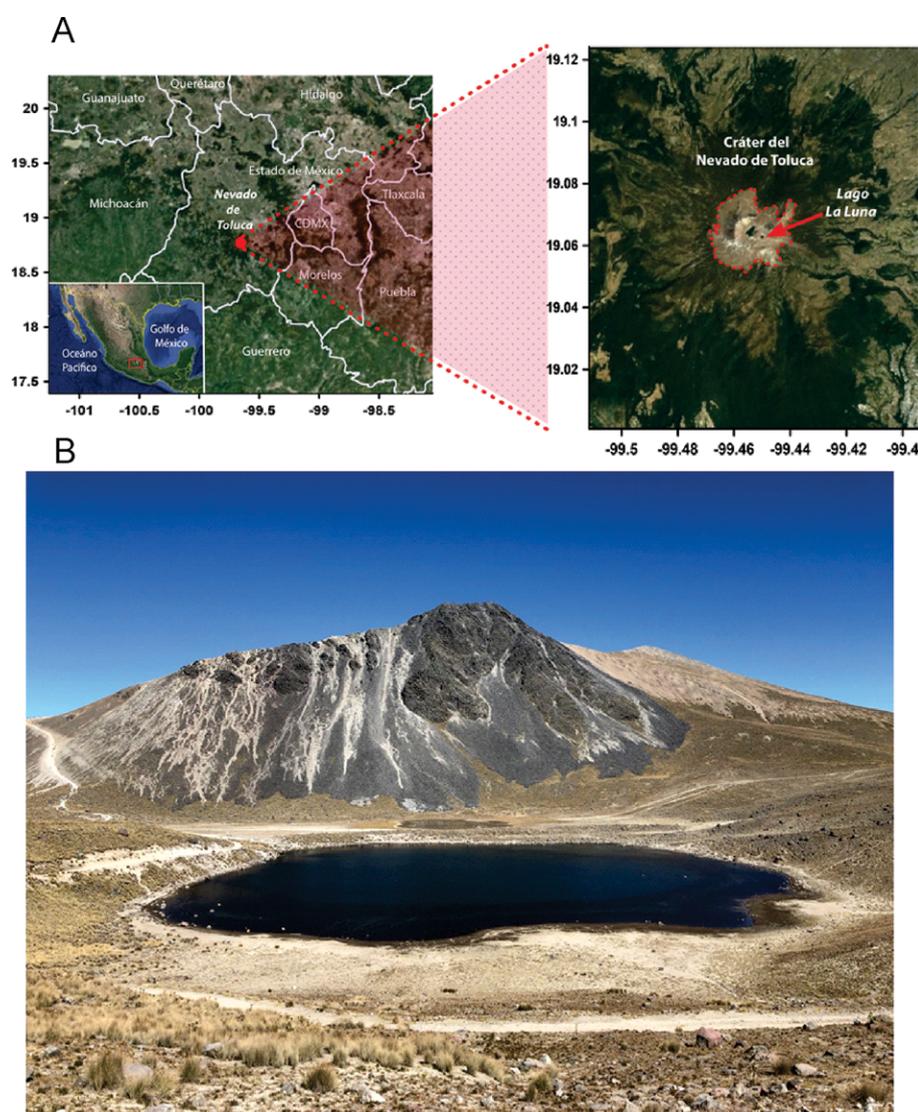


Figura 1. (A) Mapa de localización del Nevado de Toluca; (B) foto del cráter donde se localiza el lago La Luna (LL).

Hay 2 tipos de vegetación dominante que cubren el APFFNT: de los 3,000-4,100 m snm, predomina el bosque de pino-oyamel, representado por *Pinus hartwegii* Lindl. y *Abies religiosa* (Kunth) Schltdl et Cham (Díaz-Roldán, 2013) y de 4,100 a 4,690 m snm, 80% de la vegetación es pastizal alpino, dominado por *Agrostis tolucensis* Kunth, *Arenaria bryoides* Willd. ex D.F.K. Schltdl., *Calamagrostis tolucensis* H.B.K., *Castilleja tolucensis* H.B.K., *Draba nivicola* Rose, *Eryngium proteiflorum* (F. Delaroché), *Festuca hepraestophila* Nees, *Festuca livida* Schur, *Festuca tolucensis* H.B.K., *Lupinus montanus* Kunth, *Plantago tolucensis* Pilg., *Senecio procumbens* Kunth, *Stipa constricta* Hitchc., *Trisetum spicatum* (L.) K. Richt., (Semarnat y Conanp, 2016; Villers-Ruiz y López-Blanco, 1995; Zamora-Natera y Terrazas, 2012) con algunos ejemplares de *Juniperus monticola* Martínez (Semarnat y Conanp, 2016).

Por otro lado, existen evidencias arqueológicas que sugieren que el NT era visitado durante la época prehispánica con fines religiosos por los habitantes de la región del valle de Toluca (VT) (Jarquín, 2008; Junco et al., 2009; Martínez-Carrillo et al., 2017). Los primeros vestigios de vida sedentaria en el VT se remontan a 3450 años cal AP (1500 aC), las cuales eran sociedades de tipo igualitarias (Sugiura, 2005, 2009). Éstas presentaron un constante crecimiento poblacional hasta 2050 años cal AP, cuando ocurrió una virtual desocupación de sitios como Santa Cruz Atizapán (Sugiura, 2005, 2009). Entre 1750 y 1500 años cal AP (200 y 450 dC), ocurrió un repoblamiento, cuando en la vecina cuenca de México se consolidó el poder político de Teotihuacán, que condujo a que el VT fuera incorporado a su esfera cultural (Sugiura, 2005, 2009). Durante el Epiclásico 1300 - 950 años cal AP (650-950 dC), la desintegración del sistema teotihuacano repercutió positivamente en el desarrollo político, económico, social y cultural de los pueblos satélite, tal

es el caso del sitio Santa Cruz Atizapán, que tuvo un gran desarrollo durante el Epiclásico (Lazcano y Sallum, 2015; Sugiura, 2005, 2009). Entre 1050 y 450 años cal AP, se asentaron grupos étnicos como los matlatzincas, otomíes y mazahuas en el VT, colonizando nuevos sitios en la región, como lo fue la porción noroeste y las zonas boscosas con topografía accidentada (Sugiura, 2009). El arribo de los españoles a Mesoamérica (430 años cal AP) significó un gran cambio en la configuración de los centros de poder. En el caso del VT, los indígenas fueron congregados en pueblos para su evangelización (Quezada, 1995). Sin embargo, a pesar del drástico cambio social, económico y religioso, los pueblos mesoamericanos de esta región conservaron algunas costumbres que tenían antes de la conquista; hecho que se ve reflejado en la época contemporánea, donde aún ocurren visitas al NT con fines religiosos (Junco et al., 2009; Quezada, 1995).

Entrando en materia del trabajo, tanto en el campo como en el laboratorio, éste se inició con un núcleo de sedimento de 118 cm (Luna13), que se extrajo utilizando un nucleador de pistón en la parte central del lago. Las secciones obtenidas se trasportaron al laboratorio donde fueron fotografiadas y se describieron los cambios en textura y coloración para establecer la estratigrafía. A lo largo del núcleo, a cada 2 cm se tomaron muestras de 1 cm<sup>3</sup> de sedimento para realizar los análisis de partículas de material carbonizado, palinomorfos y geoquímicos. Además, se seleccionaron 4 muestras de 1 cm<sup>3</sup> (21, 51, 80 y 83 cm) para establecer la edad de la secuencia por medio del método de radiocarbono (AMS); estas determinaciones se realizaron sobre partículas de material carbonizado (MC) o en extractos de polen. Asimismo, se identificaron 2 horizontes de correlación cronoestratigráfica con base en las abundancias de *Cavinula pseudoscutiformis* y su correlación con la secuencia previamente analizada y fechada en el trabajo de Cuna et al. (2014) (tabla 1)

Tabla 1  
 Edades utilizadas para desarrollar el modelo cronológico de la secuencia LL.

Profundidad (cm)	Identificación	Edad años (cal AP)	<sup>13</sup> C (o/oo)	Edad años (aC/dC)	Material fechado
7	<i>Cavinula pseudoscutiformis</i> mínimo	40		1910	
15	<i>Cavinula pseudoscutiformis</i> máximo	140		1810	
21	Beta - 422019	740 ± 50	- 24.8	1260 ± 50 dC	Carbón
51	Beta - 422020	3420 ± 50	- 24.2	1415 ± 50 aC	Carbón
80	Beta - 403147	5645 ± 60	- 23.7	3650 ± 60 aC	Extracto de polen
83	Beta - 422021	5630 ± 60	- 25.6	3640 ± 60	Carbón

Para la extracción de MC y su posterior fechado por radiocarbono, las muestras de sedimento de las profundidades 21, 51 y 83 cm se sometieron a un proceso de análisis con ácido (HCl)-base (NaOH)-ácido (HCl)-neutralización, con la finalidad de eliminar carbonatos y materia orgánica (Olsson, 1986). Posteriormente, las muestras se observaron en un microscopio estereoscópico (Zeiss) con un aumento de 100×, y con ayuda de una micropipeta, se extrajeron las partículas de MC las cuales fueron depositadas en un tubo para microcentrífuga. Después se secaron a una temperatura de 50 °C durante 24 horas.

La extracción de polen para su fechado por AMS se efectuó en la muestra de 80 cm mediante un procesamiento base (KOH a 6%)-ácido (HF a 48%)-ácido (HCl 1N), con la finalidad de eliminar carbonatos y silicatos; posteriormente, se añadió NaOCl a 3% para eliminar materia orgánica (Brown et al., 1989). Una vez procesadas las muestras de MC y de polen, fueron enviadas al laboratorio Beta Analytic, Inc. Florida, EUA para su fechamiento.

La extracción de palinomorfos se realizó por medio de la técnica de Erdtman (1969) modificada por Sosa-Nájera (2013), que consiste en agregar a la muestra tabletas marcadoras de *Lycopodium clavatum* L. (Stockmar, 1971), utilizados como control para conocer la concentración polínica por muestra; adición de HCl a 10% y 1N para eliminar carbonatos; KOH a 10% para eliminar la materia orgánica y de HF a 40% para eliminar silicatos. El residuo se montó en preparaciones fijas y se observaron en un microscopio óptico Olympus BH2 para cuantificar e identificar los palinomorfos. Por cada muestra seleccionada, se cuantificaron 200 palinomorfos más los granos de polen de *Pinus* (Pinaceae) y de *L. clavatum*.

Para la extracción de las partículas de MC, las muestras se sometieron a un procedimiento para desagregar las arcillas. La técnica utilizada consiste en agregar pirofosfato de sodio ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) y dejarlas durante 48 horas (Whitlock y Larsen, 2001). Posteriormente, las muestras se lavan con agua y se tamizan con una malla de 53 micras de apertura, con la finalidad de obtener el MC y desechar la mayor cantidad de arcilla. El material recuperado se depositó en cajas Petri para observarse en un microscopio estereoscópico con un aumento de 16×, separando las partículas de MC por medio de una aguja de disección para ser fotografiadas con una cámara (Zeiss) instalada en el microscopio.

Las muestras de sedimento para el análisis geoquímico se secaron a 40 °C durante 24 hrs y posteriormente se molieron con un mortero de Agata para cuantificar la concentración de Ca, Fe, K, Mn, Sr, Ti y Zr mediante un analizador de fluorescencia de rayos X (Niton, Thermo Scientific).

La estimación de la edad de la secuencia LL se estableció con las 4 fechas de radiocarbono y las 2

edades establecidas por correlación estratigráfica de las abundancias de *Cavinula pseudoscutiformis* en la secuencia sedimentaria previamente estudiada y fechada (Cuna et al., 2014). Estos horizontes se definieron con máxima abundancia de *Cavinula pseudoscutiformis*, que corresponde con el año 140 años cal AP y la subsiguiente mínima abundancia de esta especie, que corresponde con el año 40 años cal AP (Cuna et al., 2014) (tabla 1). El modelo de edad-profundidad se realizó con el paquete Bacon 2.3.3, basado en métodos estadísticos Bayesianos (Blaauw y Christen, 2011), disponible en la plataforma R versión 3.5 (R Core Team, 2018).

Para el cálculo de porcentajes y concentraciones de polen, se usó el programa Tilia y posteriormente se realizó un análisis de agrupamiento aglomerativo, jerárquico y estratigráficamente restringido (CONISS por sus siglas en inglés) para definir las zonas palinológicas (Grimm, 1987, 1990).

Para estimar el área de partículas de MC se empleó el programa ImageJ 1.49 (Rasband, 2005). Se consideraron únicamente las partículas que tuvieran un área igual o mayor a 0.0064 mm<sup>2</sup>, que corresponden con longitudes mayores a 70 μm de lado, indicativo de incendios locales, como se ha sugerido para el MC de ambientes lacustres del centro de México (López-Pérez, 2014).

Con el fin de eliminar las variables ambientales redundantes, se realizó un análisis de componentes principales (ACP) (King y Jackson, 1999). Posteriormente, se eligieron las variables que reportaron el mayor valor propio de cada componente del ACP. Las variables fueron posteriormente utilizadas para realizar un análisis multidimensional no métrico (NMDS), utilizando las funciones “envfit y ordisurf”, con la finalidad de determinar las variables que explicaron los ensambles polínicos observados (Oksanen, 2015). El NMDS es un método de ordenación indirecto no paramétrico que mide la bondad de ajuste entre las distancias de la configuración y las “observaciones reales” con un métrico estadístico llamado Stress (por sus siglas en inglés). Para la validación del NMDS, se consideró si la ordenación significativa sí el valor del Stress fue menor a 0.2 (Clarke y Ainsworth, 1993). Los análisis ACP, NMDS, “envfit y ordisurf” fueron ejecutados mediante de los paquetes MASS 7.3-50 (Cran.r-project, 2018a), mgcv 1.8-24 (Cran.r-project, 2018b) y Vegan 2.5-2 (Cran.r-project, 2018c), disponibles en el programa R 3.4.0. (R Core Team, 2018)

## Resultados

La litología de la secuencia entre los 118 y 85 cm de profundidad consiste de arenas finas de color gris oscuro a café. La composición litológica cambia a limos arcillosos con arena fina color café oscuro entre los 85 y 23 cm,

y limos arcillosos color negro en la parte superior de la secuencia (23-0 cm).

La edad estimada para la base de la secuencia es de 6900-6100 años cal AP y la edad de la cima de la secuencia se estima en 54 años cal AP (fig. 2). Dada la baja probabilidad de preservación de polen y palinomorfos en los sedimentos arenosos de la base de la secuencia, en este trabajo se presenta el registro geoquímico y palinológico de los primeros 93 cm, con una edad estimada de 5900 años cal AP, y de acuerdo con el modelo de edad, las muestras analizadas alcanzan una resolución temporal promedio de 130 años. En la secuencia sedimentaria se observó un horizonte de ceniza de color claro entre 79-77 cm (fig. 2) cuya edad se estima en 5600 años cal AP.

Los porcentajes de las concentraciones de Ti oscilaron de 0.26 a 0.40 con 2 mínimos, a los 65 cm (0.19%) y a los 53 cm (0.18%) y un valor máximo a los 31 cm (0.40%) (fig. 3). Un comportamiento similar mostró el K, con porcentajes de 1.1 a 1.5% entre los 93 a 67 cm; con 2 mínimos de 0.7% a los 65 cm y 0.61% a los 51 cm. Posterior a este mínimo, los valores máximos de los porcentajes oscilaron entre los 0.8 y 0.9%, (1 a 1.2%) entre 13 y 9 cm. Los porcentajes de Fe y Mn fueron más

variables que los de Ca, K y Ti (fig. 3). La concentración de MC fue baja entre los 93 a 67 cm con un promedio de  $3.0 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ , posteriormente se observó un incremento entre los 67 a 18 cm alcanzando hasta  $8.3 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ , el valor máximo de  $17.2 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$  a los 49 cm. Los valores más bajos, con un promedio de  $1.1 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$  se registraron entre 17 y 1 cm de profundidad (fig. 3).

A lo largo de la secuencia sedimentaria se identificaron 10 taxones polínicos destacando por su abundancia: *Pinus* (Pinaceae), *Quercus* (Fagaceae), *Alnus* (Betulaceae) y *Abies* (Pinaceae) (fig. 4). Los tipos polínicos arbóreos *Liquidambar* (Altingiaceae), *Ilex* (Aquifoliaceae) y Cupressaceae, sólo estuvieron en menos de la mitad de las muestras analizadas con un porcentaje menor al 5% de la suma polínica (fig. 4). Respecto a las herbáceas, se identificaron 5 taxones, siendo Poaceae el más abundante; seguido por Caryophyllaceae y Asteraceae. También se identificó *Zea mays*, *Eryngium* (Apiaceae), *Arceuthobium* (Santalaceae), Ranunculaceae, incluyendo Cyperaceae, un taxon subacuático, los cuales no fueron observados en todas las muestras y cuando fueron registrados, su abundancia no superaba 1% de la suma polínica (fig. 4).

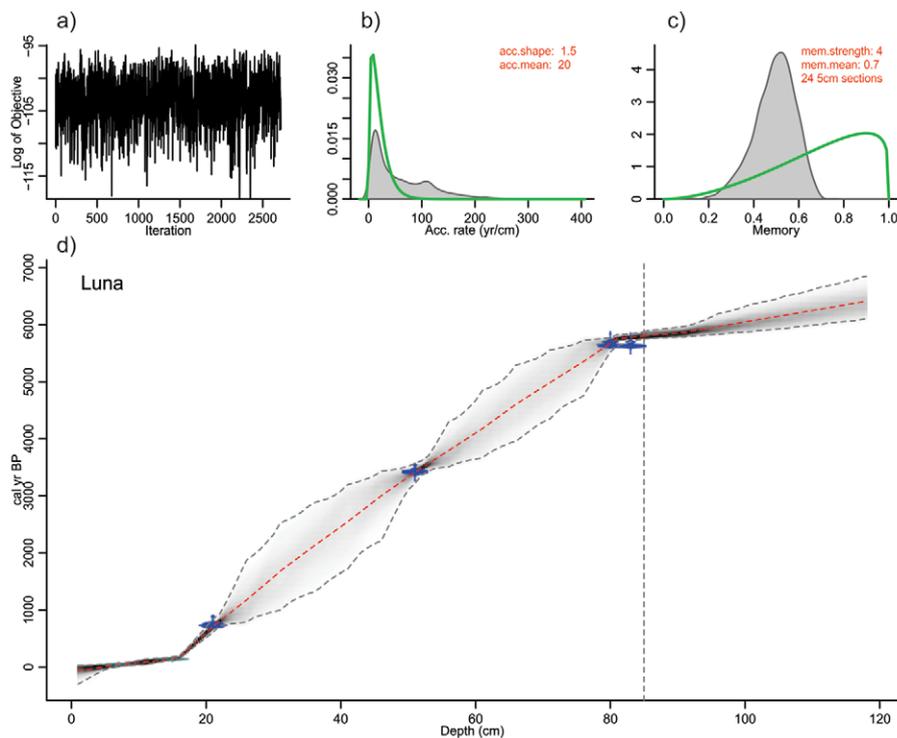


Figura 2. Modelo de edad-profundidad de la secuencia Luna13 utilizando Bacon 2.3.3. En la parte superior de esta figura se muestran: a, las iteraciones; b, las tasas de sedimentación promedio por tramos y c, el número de secciones en que fue dividida la secuencia para obtener el modelo de edad; d, el modelo de edad obtenido para diferentes profundidades de la secuencia (línea roja); objetos color lila, indican la edad y fecha correspondiente a los fechamientos por radiocarbono y en verde los horizontes de correlación cronoestratigráfica determinados por los cambios de abundancia de *Cavinula pseudoscutiformis*.

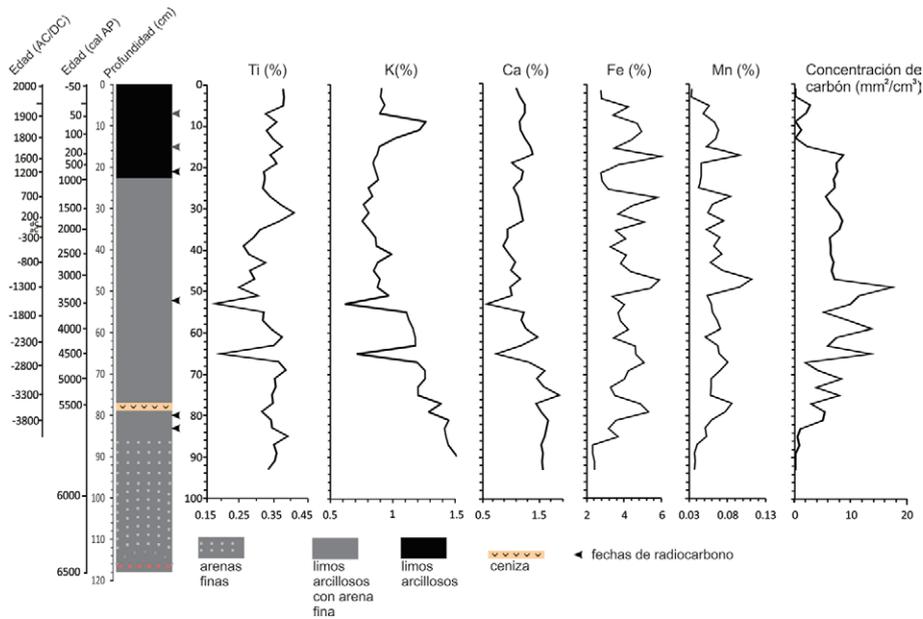


Figura 3. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria del lago LL 13 mostrando las edades en años antes de Cristo/después de Cristo (aC/DC), años calibrados antes del presente (cal AP) y diagrama de concentraciones elementales de Ti, K, Ca, Fe, Mn, incluyendo concentración de material carbonizado (MC) ( $\text{mm}^2/\text{cm}^3$ ) de la secuencia del LL.

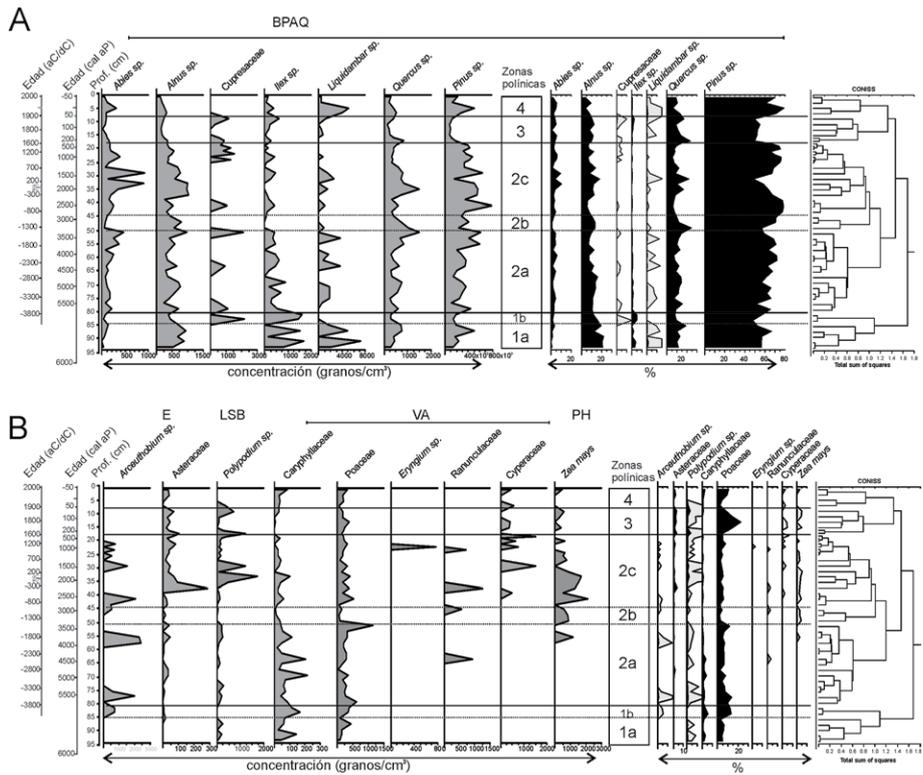


Figura 4. Diagrama palinológico de la secuencia sedimentaria LL 13. A, Diagrama de taxa polínicos arbóreos pertenecientes a bosques de *Pinus hartwegii*, bosque de *Pinus* y *Quercus* y bosque de *Abies* (BPAQ) en concentración ( $\text{granos}/\text{cm}^3$ ) y porcentajes (sombreado indica aumento del 10%). B, diagrama de taxones polínicos no arbóreos pertenecientes al límite superior del bosque (LSB), epífitas de *Pinus* y *Abies* (E), vegetación alpina (VA) y de presencia humana (PH) en concentración ( $\text{granos}/\text{cm}^3$ ) y porcentajes

A continuación, se describen las zonas palinológicas con los cambios en la vegetación alpina y las comunidades boscosas (figs. 4A, B): zona 1 (93-80 cm). Se caracteriza por altos porcentajes de *Pinus* (40 a 60%), *Alnus* (20%), *Quercus* (25-15%), *Ilex* (4-8%) y < 1% *Liquidambar*. Los elementos de pastizal alpino como Caryophyllaceae y Poaceae también están presentes. La subzona 1a (93-85 cm) se caracteriza por presentar mayores porcentajes de polen arbóreo, mientras que en la subzona 1b (85-80 cm) se reducen los porcentajes y concentraciones de *Pinus*, *Alnus* y *Quercus*. Se observa un incremento en Poaceae y Caryophyllaceae. Zona 2 (80-17 cm). Presenta porcentajes altos de polen arbóreo, *Pinus* alcanza entre 50 a 85%; entre los elementos herbáceos destaca la presencia de polen de *Zea mays*. La zona se divide en 3 subzonas. En la subzona 2a (80 a 49 cm) *Ilex* y *Alnus* reducen sus valores, *Quercus* oscila entre 15 a 20% y *Abies* de 2 a 5%. Poaceae mantiene valores altos (5 a 13%) y Caryophyllaceae presenta una tendencia a la disminución de sus valores. La subzona 2b (49 a 45 cm) muestra un incremento en *Alnus*, *Quercus* y *Pinus* mientras que las herbáceas tienen valores menores que en la subzona anterior. En la subzona 2c (45 a 18 cm) se alcanzan los porcentajes más altos de *Pinus* y los otros elementos como *Alnus*, *Quercus* y *Abies* presentan valores entre 5 y 20%. El porcentaje del conjunto herbáceo disminuye, pero aparecen otros taxones como Ranunculaceae, Cyperaceae y *Eryngium*. Zona 3: se presenta una reducción en los valores del conjunto arbóreo, en particular de *Pinus* y *Quercus*; *Alnus* y *Abies*

no presentan fluctuaciones. Poaceae alcanza su valor más alto de la secuencia (22%), también se presenta un aumento de Asteraceae y *Polypodium*. Zona 4: Se caracteriza por el incremento de *Pinus* y un incremento en los porcentajes de Poaceae y Caryophyllaceae que al inicio de la subzona son bajos.

Interpretación del registro paleoecológico. El ACP mostró 3 grupos de variables distribuidos en 2 ejes (PC1 y PC2), representando 63% de la varianza. Las variables Ca, K y Ti fueron colocadas en el centro- izquierdo del diagrama de ordenación; el segundo grupo de variables: Fe y Mn, fueron ubicadas a lo largo del segundo eje a la derecha hacia arriba y el MC a la derecha sobre el primer eje (fig. 5). En el diagrama de ordenación, el vector MC es ortogonal al Ti y dado que el Ti es un indicador de aporte detrítico y el MC un indicador de sequías y/o actividad antrópica (eigenvalores en el eje PC1: Ti = -0.3725, MC = 0.3514), su relativa ortogonalidad en el ACP indica baja correlación entre ambos. Mientras en el segundo grupo, Mn tuvo un mayor eigenvalor (0.6247) que Fe (0.5949) en el eje PC2. Así, las variables empleadas en el NMDS fueron Ti, Mn y MC dada su posición ortogonal en el ACP que muestra la baja correlación entre ellas.

El análisis de escalamiento multidimensional no métrico (NMDS) y el posterior "envfit" determinaron que el Ti ( $r^2 = 10.93$ ,  $p = 0.050$ ) y el MC ( $r^2 = 11.76$ ,  $p = 0.040$ ) son las variables que explican los ensambles polínicos, ya que estas variables registran la variabilidad climática, mientras que el Mn ( $r^2 = 0.0367$ ,  $p = 0.401$ ) no

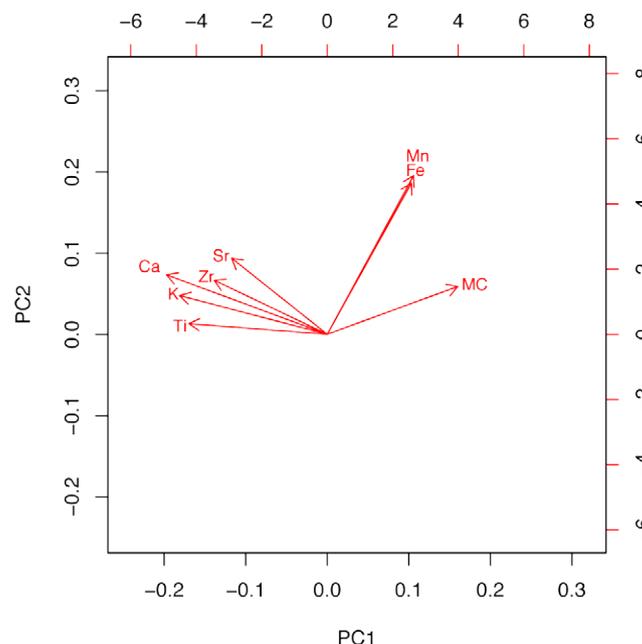


Figura 5. Análisis de componentes principales incluyendo las variables geoquímicas y el material carbonizado (MC).

resultó significativo en la ordenación, por lo que no es una variable que determine las variaciones de los conjuntos polínicos (fig. 6). El Stress observado en el NMDS fue de 0.118, siendo la ordenación altamente confiable. Por medio de la función “ordisurf”, se observó que la ordenación se restringió a 2 grupos en el eje 1 del NMDS (NMDS1), el MC y Ti (fig. 6). Mediante las isolíneas, se muestra que existe un gradiente de valores de concentraciones de Ti de izquierda a derecha, mientras el gradiente de MC es inverso al de Ti.

El lago LL se localiza a 4,216 m snm por encima del límite del bosque donde actualmente se encuentra —entre 3,990 a 4,110 m snm (Alfaro-Ramírez et al., 2017). En la actualidad, solo se encuentran parches de vegetación alpina en las laderas de cráter con presencia de *Eryngium monocephalum*, *Draba nivicola*, *Festuca livida* y *Trisetum spicatum*. Los taxones que corresponden al pastizal alpino en el diagrama palinológico son: Caryophyllaceae, *Eryngium*, Poaceae, Ranunculaceae y probablemente Cyperaceae. La distribución altitudinal moderna reportada para la familia Cyperaceae va de 0 a 4,300 m snm (González-Elizondo et al., 2018), por lo que su presencia en el registro palinológico del presente estudio, estaría en el límite superior de su distribución. El polen de Asteraceae puede relacionarse a *Senecio procumbens* que actualmente se desarrolla entre el límite superior del bosque de *P. hartwegii* y zacatonal alpino, entre 4,100 y 4,400 m snm (Almeida-Leñero et al., 2004). El resto del conjunto palinológico lo componen elementos pertenecientes a las comunidades boscosas de *Pinus hartwegii*, de *Pinus-Quercus* y de *Abies* que se establecen en cotas inferiores. Las concentraciones de los taxones polínicos más altas, pertenecen a taxones anemófilos como son *Abies*, *Alnus*, *Quercus* y *Pinus*, mientras que otros taxones están presentes con bajas concentraciones. Los taxones arbóreos observados en el espectro palinológico no se desarrollan en la actualidad en la periferia del lago, su registro corresponde a las comunidades boscosas en cotas altitudinales más bajas. Los taxones polínicos y sus variaciones sugieren la aparición de cambios relacionados con la variabilidad climática, por ejemplo, el aumento de la concentración de *Pinus* está asociado con condiciones de sequía (Castillo-Batista et al., 2016) y la presencia de *Liquidambar* apunta a condiciones más húmedas (Luna-Vega et al., 1999). El registro de polen de *Zea mays* es un elemento indicador de presencia humana en el lago desde el año 1600 dC (Cuna et al., 2014). En la secuencia del LL fueron observados granos de polen de *Zea mays* con buena preservación a partir del año 4680 cal AP, éstos se identificaron por su tamaño > 100 micras y por la ornamentación de granular a lisa. La presencia de polen de

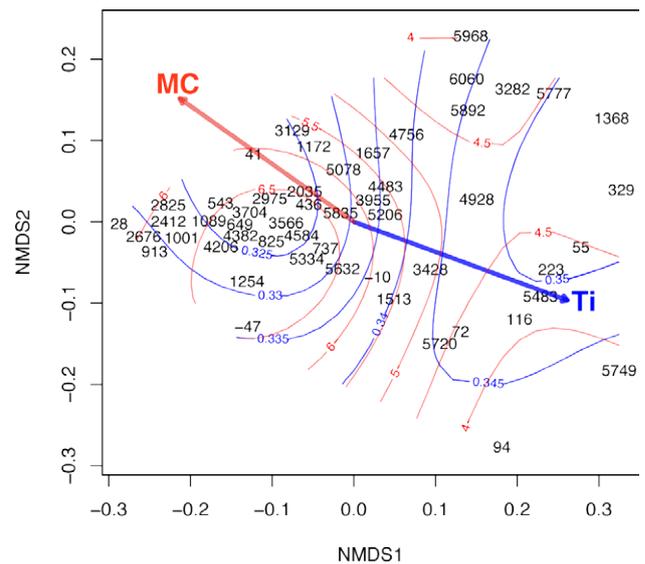


Figura 6. Análisis de escalamiento multidimensional no métrico (NMDS; Stress = 0.118) con las variables que explican los ensambles polínicos. Isolíneas color rojo, representa el gradiente de valores de material carbonizado (MC) ( $\text{mm}^2/\text{cm}^3$ ) en NMDS1; isolíneas azules, el gradiente de concentraciones de Ti (%) en NMDS1.

*Zea mays* en los sedimentos del lago alpino LL sugieren el desarrollo de actividades humanas en el lago.

La concentración de MC constituye un indicador de paleoincendios, que asociado a eventos de sequía, pudieron promover la quema natural de la vegetación (Torres-Rodríguez et al., 2015); también puede estar asociada con procesos antrópicos como la quema de la vegetación con fines agrícolas (Castillo-Batista et al., 2016; López-Pérez, 2014; Lozano-García et al., 2007).

En la cuenca de depósito de LL dominan las rocas volcánicas de composición andesítica a dacítica (Macías et al., 1997) con una escasa a nula cubierta edáfica y vegetal. Los elementos (Ca, K, y Ti) presentes en los sedimentos se originan a partir de los procesos de erosión de las rocas presentes en la cuenca, los altos valores de estos elementos indican mayor aporte detrítico en los sedimentos del lago LL. El Ti se caracteriza por ser un elemento inmóvil, este elemento ya ha sido utilizado en estudios paleoecológicos en entornos volcánicos como un indicador de escorrentía (Lozano-García et al., 2015; Metcalfé et al., 2010; Rodríguez-Ramírez et al., 2015; Sosa-Nájera et al., 2010). Fe y Mn son elementos solubles que pueden verse afectados por los procesos de óxido-reducción y se han propuesto como indicadores de dichos procesos en ambientes lacustres (Calvert y Pedersen, 2007; Och et al., 2012).

## Discusión

Para el NT, los datos sobre pulimiento glacial en El Ombligo muestran el retroceso de los glaciares a los 7,400 años cal AP (Vázquez-Selem y Heine, 2004). El presente registro paleoecológico del lago LL, indica que para los 6000 años cal AP ya existía un cuerpo de agua establecido. Los sedimentos estaban compuestos por limos arcillosos y arenas finas con la preservación de palinomorfos. El conjunto de datos obtenidos muestran el desarrollo de comunidades vegetales en la cuenca de captación del lago LL y de los bosques en las laderas del volcán. Con base en el conjunto de indicadores obtenidos se establecen y discuten varios periodos de cambio ambiental (fig. 7).

### Fase 1, de 5900 - 4700 años cal AP (3500 - 2700 años aC)

La presencia de polen de Poaceae en el conjunto palinológico sugiere el establecimiento de la vegetación alpina en la cuenca, las concentraciones promedio de Poaceae para esta fase son de 27,100 granos/cm<sup>3</sup>. Los taxones dominantes del espectro palinológico con los porcentajes más altos son *Pinus* (50-60%), *Quercus* (9-11%) y *Alnus* (19-21%). Los elementos mesofíticos como *Ilex* y *Liquidambar*, están presentes en esta zona, excepto a los 79 cm que corresponde con el depósito de la ceniza de 5600 años cal AP. Las concentraciones de MC son bajas al inicio de la secuencia aumentando progresivamente hasta 4930 años cal AP, aunque con fluctuaciones. El conjunto de paleoindicadores indica el establecimiento de

condiciones húmedas para esta etapa inicial del registro. La reconstrucción de niveles lacustres con base en conjuntos de diatomeas para el lago de Chignahuapan, localizado en el VT, muestra que a los 6000 años cal AP ocurre la fase más húmeda del Holoceno, con niveles lacustres elevados (Caballero et al., 2002). También en otros registros lacustres localizados al occidente de la Faja Volcánica Transmexicana como Zacapu (Metcalf y Davies, 2007) y Juanacatlán (Davies et al., 2018), esta señal de mayor humedad ha sido documentada para este periodo. Esta etapa corresponde al Holoceno medio, cuando la posición media de la ZCIT se localizaba más hacia el norte con una fuerte influencia de los océanos Pacífico y Atlántico sobre el monzón de Norteamérica (Bush y Metcalfe, 2012). Las tendencias en la zona tropical del hemisferio norte fueron de mayor humedad que durante el Holoceno tardío, además, la probabilidad de aparición de eventos como El Niño era menor (Bush y Metcalfe, 2012; Metcalfe et al., 2015).

### Fase 2, de 4700 a 2000 años cal AP (2700 a 1 años aC)

Esta fase está caracterizada por el inicio de condiciones de menor humedad con fluctuaciones importantes. La concentración de Ti disminuye con 2 mínimos a 4520 y 3565 años cal AP (2575 y 1610 aC) y con una tendencia hacia mayores valores en las concentraciones de MC con un máximo de 17.2 mm<sup>2</sup>/cm<sup>3</sup> a los 3250 años cal AP (1300 aC). Los incendios en esta fase pueden estar relacionados con la disminución en la humedad y la disponibilidad de combustible con bosques bien establecidos. Las

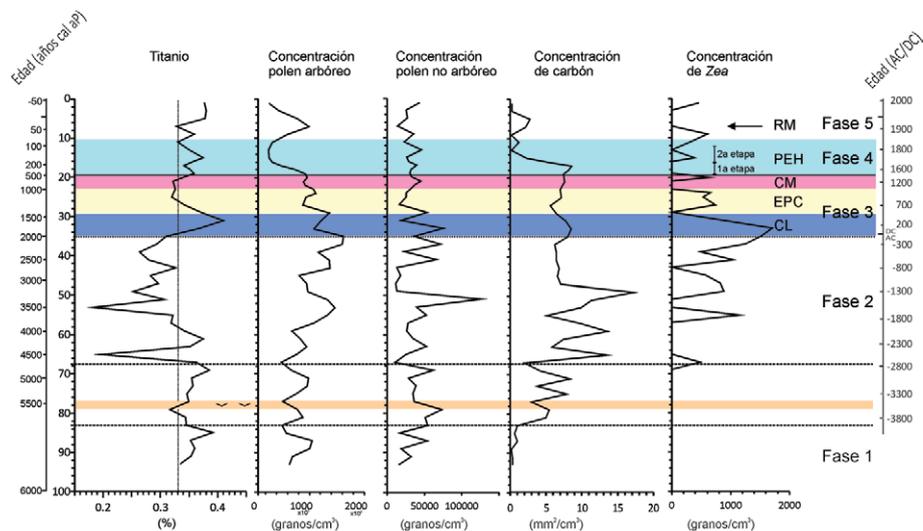


Figura 7. Diagrama sintético en años calibrados antes del presente (cal AP) y años antes de Cristo/después de Cristo (aC/dC) mostrando las variaciones de Ti (%), la concentración de polen arbóreo y polen no arbóreo (granos/cm<sup>3</sup>), la concentración de MC (mm<sup>2</sup>/cm<sup>3</sup>) y la concentración de polen de *Zea mays* (granos/cm<sup>3</sup>). En color se indican las distintas fases de cambio ambiental: Clásico (CL), Epiclásico (EPC), Cálido Medieval (CM), Pequeña Edad de Hielo (PEH), Revolución Mexicana (RM).

concentraciones polínicas de elementos arbóreos son mayores ( $1,200 \times 10^3$  granos/cm<sup>3</sup>) en comparación con la fase previa y en el espectro palinológico las concentraciones de *Pinus* alcanzan hasta  $400 \times 10^3$  granos/cm<sup>3</sup>, siendo este taxón un elemento de la vegetación montana asociado a condiciones de sequía (Figueroa-Rangel et al., 2008). Este periodo seco también se ha registrado en el lago Chignahuapan, en el VT, donde se reconstruyen niveles lacustres de bajos a muy bajos a los 3500 años cal AP (Caballero et al., 2002).

En otros sitios del centro de México, se han reportado condiciones similares de menor humedad, como por ejemplo en el lago de Aljojuca, donde fueron documentados 2 pulsos máximos de sequía (4559 años cal AP y 3850 años cal AP) y es a partir del segundo pulso que se establecen condiciones de mayor sequía, las cuales continuaron hasta 3700 años cal AP (Battacharya et al., 2015). En el lago de Zirahuén, los datos paleoecológicos indican incrementos en las tasas de erosión atribuidas a eventos más frecuentes del El Niño (Lozano-García et al., 2013), así como también en el lago de Juanacatlán (Davies et al., 2018), donde se registró una reducción en la precipitación entre 3800 a 2800 años cal AP. Entre las posibles causas para explicar este período de sequía se encuentran el debilitamiento paulatino del monzón de Norteamérica, el cual comenzó alrededor del año 3950 cal AP; el aumento de la frecuencia de El Niño (Bernal et al., 2011; Jones et al., 2015; Lachniet et al., 2012); así como al enfriamiento del océano Atlántico, el cual aportó gran cantidad de humedad a la región mesoamericana (Bhattacharya et al., 2017).

Entre 3130 y 1950 años cal AP (1180 aC a 1 dC), que corresponde al Formativo medio y tardío, los valores de Ti están por debajo del promedio, excepto en 2825 años cal AP (875 aC). Estas condiciones de menor aporte detrítico, indicativo de sequías, no se ven reflejadas en un aumento del MC, por lo tanto, ocurre un cambio en la dinámica de los incendios donde independientemente de las variaciones del indicador de humedad, las concentraciones de MC se mantienen sin fluctuaciones. En el espectro palinológico, los porcentajes de *Pinus* son altos y con base en estas observaciones y a la presencia del polen de *Zea mays* en el registro, es probable que estos incendios estén relacionados con la actividad humana en la zona.

#### *Fase 3, de 2000 a 715 años cal AP (1 aC a 1300 dC)*

Este periodo cubre varias etapas de importancia arqueológica como son: el Clásico del 2000 al 1300 años cal AP (1-650 dC) y el Epiclásico 1300 a 1000 cal AP (650-950 dC) (Sugiura, 2009), incluyendo importantes eventos de variabilidad climática como la denominada sequía Maya 900-1000 años cal AP (850-950 dC) y la

anomalía cálida medieval 1000-715 años cal AP (950-1300 dC) (Crowley y Lowery, 2000).

Para el periodo que abarca el Clásico, se registra un incremento en la humedad, alcanzando el Ti su valor más alto de toda la secuencia (1550 años cal AP). En el espectro polínico, *Abies* presenta sus mayores concentraciones. El MC se mantiene con valores que oscilan entre 5 y 8 mm/cm<sup>3</sup>, a pesar de las condiciones de mayor humedad. Hacia el Epiclásico 1300 a 1000 cal AP (650-950 dC), en el LL se presenta una disminución de humedad con valores por debajo del promedio de Ti, disminución de MC y disminución de la concentración polínica de los elementos arbóreos y no arbóreos. *Ilex* y *Liquidambar* muestran valores bajos en el espectro polínico. En el registro de LL, las condiciones más secas corresponden al año 830 dC, que coinciden con el periodo de sequías en otras regiones de México, como la península de Yucatán, Cantona y valle de México (Beach et al., 2015; Bhattacharya et al., 2015; Cook et al., 2012; Hodell et al., 2001; Lachniet et al., 2012; Metcalfe y Davies, 2007; Rodríguez-Ramírez et al., 2015). Condiciones ambientales similares continúan durante el denominado periodo Cálido Medieval 950 a 1300 dC

#### *Fase 4, de 650 a 88 años cal AP (1300 a 1850 dC)*

Esta fase corresponde a la denominada Pequeña Edad de Hielo (PEH). Con base en los indicadores, inicia como una fase húmeda, con aumento en el Ti hacia el año 600 cal AP (1350 dC), pero se registra cierta variabilidad al disminuir el porcentaje de Ti a los 270 años cal AP (1680 dC) para posteriormente incrementarse. Las concentraciones del polen no arbóreo se mantienen pero se observa una reducción importante en la concentración del conjunto arbóreo entre 380 a 116 años cal AP (1570 a 1835 años dC) de  $730$  a  $324 \times 10^3$  granos/cm<sup>3</sup>, la más baja de toda la secuencia. La reducción en la concentración del conjunto arbóreo, indicador de los bosques, probablemente es una respuesta a las condiciones más frías que caracterizaron a la PEH. Se ha estimado un descenso en la temperatura de 1.5-2 °C, promoviendo el desarrollo de glaciares de montaña hasta 250 m más abajo que en el presente (Cuna et al., 2014; Lozano-García et al., 2007; Vázquez-Selem y Heine, 2004). Como consecuencia del enfriamiento, es probable que el límite del bosque se haya desplazado a una cota altitudinal menor, haciendo que el transporte de los granos de polen de taxones arbóreos y su dispersión hacia el lago fuera menos eficiente. *Arceuthobium*, reportada como epífita de *Pinus* y *Abies*, desaparece del espectro polínico a 600 años cal AP (1350 dC). Los datos paleolimnológicos de LL indican que entre 300 y 170 años cal AP (1650 a 1780 dC) fue el período más frío y seco de la PEH (Cuna et al., 2014), lo que refuerza la hipótesis de que durante este período, las condiciones climáticas imperantes propiciaron

un cambio en los ensamblajes polínicos en el lago LL. La disminución en las concentraciones polínicas coincide con el descenso abrupto en las concentraciones de MC entre 145 y 116 años cal AP (1806 a 1835 dC) con valores similares a la fase 1.

#### *Fase 5, de 88 a -72 años cal AP (1850 a 1997 dC)*

La cubierta arbórea se recupera una vez finalizada la PEH. Se registra aumento en las concentraciones de todos los taxones arbóreos, excepto Cupressaceae. Se presenta una disminución en el aporte detrítico coincidente con la reconstrucción paleolimnológica de Cuna et al., (2014), que sugieren que este período seco podría estar relacionado con pérdida de cosechas y el inicio de la Revolución Mexicana. Es a partir de ca. 1940 que hay un incremento en la humedad, que coincide con lo propuesto por Cuna et al. (2014) al observar un aumento del número de diatomeas, principalmente *Encyonema perpusillum* y descenso de algas. Sin embargo, Park et al. (2017) sugieren la presencia de un evento de sequía en los primeros años de la década de los 30, del siglo XX en la Hoya Rincón Parangueo; época que coincide con el pico máximo de MC observado en este estudio durante el siglo XX. Posterior a 1940, las condiciones húmedas se establecen con un ligero descenso hacia los 90. Esta tendencia también es señalada por Jáuregui-Ostos (2000) para la ciudad de México, donde muestra que existió una tendencia de mayor precipitación en los 60 y condiciones secas en los 90.

Hacia el año 4680 años cal AP (2730 aC), se registra polen de *Zea mays* en los sedimentos del lago LL. Su presencia en este sitio podría explicarse por transporte eólico; sin embargo, los estudios sobre dispersión de polen de maíz indican que 99% de los granos de polen que se emiten se depositan a 30 m de distancia del sitio de producción (Jarosz et al., 2003), lo anterior hace poco probable que los granos de polen de *Zea mays* pudieran ser transportados al lago alpino LL por el viento. Por otra parte, Cuna et al. (2014) reportan la presencia de polen de *Zea* y *Typha* en el lago LL a partir del año 1595 dC, relacionando su presencia con ofrendas religiosas. En las sociedades mesoamericanas, una de las actividades religiosas importantes fue el culto a los cerros, mediante peregrinaciones rituales (Jarquín, 2008), el NT fue una elevación donde se llevaron a cabo este tipo de actividades, que dejaron entre otras evidencias, pequeños adoratorios (Luna et al., 2009; Murillo-Soto, 2010). Además, datos sobre éstas actividades provienen de los estudios arqueológicos y de las investigaciones de arqueología subacuática realizados en los lagos El Sol y La Luna (Luna et al., 2009); los análisis de radiocarbono de materiales arqueológicos de edad Posclásica provenientes del fondo de los lagos, tales como madera, copal, cestería y

espinas de maguey entre otros, confirman que el NT fue un sitio importante de ofrendas religiosas (Luna et al., 2009; Martínez-Carrillo et al., 2017; Vigliani y Junco, 2013). Con base en lo anterior, la presencia de granos de polen de *Zea mays* en la secuencia lacustre holocénica del lago alpino LL se puede explicar por tales actividades.

Las investigaciones arqueológicas realizadas en el VT apuntan al inicio de la vida sedentaria hacia el año 3450 cal AP (1500 aC) y los colonizadores más antiguos se asentaron en las zonas cercanas a los afluentes del Lerma, hacia el Formativo temprano (1500 aC) (Sugiura, 2009). El registro de polen de *Zea mays* en los sedimentos del lago LL ocurre ca. 700 años antes de lo documentado por los estudios arqueológicos en el VT (Sugiura, 2009), por lo que la presencia de polen de *Zea mays* en el año 4680 cal AP (2730 aC) podría estar asociada con ritos religiosos tempranos. En otras investigaciones paleoecológicas del centro de México, se ha reportado la presencia temprana de polen de maíz en secuencias sedimentarias del Holoceno, tal es el caso del Rincón de Parangueo, donde la presencia de granos de *Zea mays* está fechada en 5700 años cal AP (Park et al., 2010). Sin embargo, en la mayor parte de los estudios, tanto la presencia y mayor abundancia de granos de polen pertenecientes a maíz es frecuente durante los últimos 3,500 años, como es el caso de Pátzcuaro (Bradbury, 2000) y Zirahuén (Lozano-García et al., 2013), indicando la generalización de las actividades agrícolas en diferentes regiones del México.

La concentración de *Zea mays* en el registro de LL es alta durante el Clásico (CL) (fig. 7), los estudios arqueológicos documentan un crecimiento importante en la población durante el Clásico temprano y medio con migración de pobladores de Teotihuacán al VT, lo que condujo al desarrollo de asentamientos en la parte baja de la planicie (Sugiura, 2009). Hacia el Epiclásico (EPC) (fig. 7), la presencia de polen de *Zea mays* coincide temporalmente con el abrupto desarrollo cultural en el VT, en particular en Santa Cruz Atizapán, y con la disminución del nivel lacustre que reconstruyen los estudios paleoecológicos para el lago de Chignahuapan (Caballero et al., 2002; Sugiura, 2009).

Durante la primera etapa de la PEH, no se observaron evidencias de actividad humana en el registro del lago LL, por lo que es probable que las condiciones climáticas más frías limitaran el acceso humano al cráter del NT. En esta etapa, hay una transición de ambientes secos a húmedos lo que ha sido señalado como uno de los precursores para el desarrollo de la epidemia de fiebre hemorrágica que asoló a Mesoamérica a la llegada de los españoles (Acuna-Soto et al., 2004, 2005) y que contribuyó al descenso en 80% de la población indígena (Stahle et al., 2016). Esto podría contribuir a explicar la ausencia de *Zea mays* en

los sedimentos del lago LL. En la segunda etapa de la PEH hay presencia de polen de *Zea mays* en la secuencia, aunque con baja concentración. Esta disminución en la concentración podría estar relacionada con el descenso de actividad antrópica que ocurrió posterior a la llegada de los españoles a México (Stahle et al., 2016), producto del sometimiento a los pueblos indígenas, agrupándolos en pueblos y restringiendo sus prácticas religiosas (Jarquín, 2008; Quezada, 1995), lo que pudo propiciar la disminución en el número de visitas al NT. Durante el periodo entre ca. 1910 y 1960, no se registró polen de *Zea*; 2 eventos que podrían explicar la ausencia son por una parte, la Revolución Mexicana y por otra, el decreto de parque nacional en 1934, ambos eventos pudieron limitar las visitas al sitio.

El registro paleoecológico del lago alpino La Luna inicia a partir de 6000 años cal AP, el espectro palinológico muestra la presencia de taxones de la vegetación alpina, como Poaceae y Caryophyllaceae, indicando el establecimiento de esta comunidad al inicio de la sedimentación lacustre. El conjunto de elementos arbóreos se encuentra desde el inicio de la secuencia estudiada, siendo el más abundante el polen de *Pinus* seguido de *Quercus*. El periodo entre 6000 y 4700 años cal AP se caracterizó por un ambiente húmedo, como lo indican los valores de Ti, con valores bajos de material carbonizado indicando pocos eventos de incendios forestales. Durante este periodo se presentan altas concentraciones de *Ilex*, *Liquidambar* y *Alnus*, taxones característicos de bosques mixtos de *Pinus* y *Quercus*, incluyendo bosque de *Abies* y mesófilo. Entre 4700 y 2000 años cal AP se detecta un cambio hacia condiciones ambientales secas, las cuales probablemente facilitaron la aparición de incendios forestales, registrándose altas concentraciones de material carbonizado. El conjunto palinológico muestra un incremento del polen de *Pinus*, el cual ha sido señalado como un taxón asociado a sequías. Los últimos 2000 años cal AP se caracterizaron por cambios en las comunidades de plantas, para el Clásico (1-650 dC), el periodo más húmedo de los últimos 6000 años, hay incrementos en polen de *Abies*. En el Epiclásico (650-950 dC) y en el periodo Cálido Medieval (950-1300 dC) hay condiciones secas y *Pinus* aumenta sus valores. Con el enfriamiento de la Pequeña Edad de Hielo, el polen arbóreo disminuyó, sugiriendo el desplazamiento hacia abajo del límite del bosque así como la presencia de un menor número de eventos de incendio. Posterior a 1985, la cubierta arbórea se recupera. Indicios de un poblamiento temprano en la cuenca alta del Lerma son la presencia de polen de *Zea mays* en el registro del lago LL a 3720 años cal AP (1745 aC). Independientemente de las variaciones en las concentraciones en el polen de *Zea mays* que se obtuvieron

en el análisis palinológico de la secuencia sedimentaria, los resultados obtenidos muestran que la actividad humana en el cráter del NT inició hacia finales del Holoceno medio y continuó durante el Holoceno tardío.

### Agradecimientos

Este trabajo fue financiado mediante el proyecto Conacyt-Semarnat 262970 “Los lagos del Nevado de Toluca, México: centinelas para la detección y análisis de la vulnerabilidad socioecosistémica ante los impactos del cambio ambiental global”. Los fechamientos radiométricos fueron financiados con el proyecto NCN 2012/05/B/ST10 00469 “The history of two high-altitude tropical lakes (crater Nevado de Toluca, Mexico) recorded in Cladocera remains, and other paleolimnological methods”. El trabajo se realizó con el apoyo del laboratorio Paleocología, Paleoclimatología y Cambio Climático del Instituto de Geología (UNAM). Agradecemos a Alexander Correa Metrio por su ayuda en el trabajo de campo; al Posgrado en Ciencias Biológicas (UNAM) y al programa de becas nacionales para doctorado del Conacyt por el financiamiento proporcionado (CVU: 413057; número de becarío: 259231).

### Referencias

- Acuna-Soto, R., Stahle, D., Therrell, M., Griffin, R. y Cleaveland, M. (2004). When half of the population died: the epidemic of hemorrhagic fevers of 1576 in Mexico. *Microbiology Letters*, 240, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.femsle.2004.09.011>
- Acuna-Soto, R., Stahle, D., Therrell, M., Gómez-Chávez, S. y Cleaveland, M. (2005). Drought, epidemic disease, and the fall of classic period cultures in Mesoamerica (AD 750 - 950). Hemorrhagic fevers as a cause of massive population loss. *Medical Hypotheses*, 65, 405–409. <https://doi.org/10.1016/j.mehy.2005.02.025>
- Alcocer, J., Oseguera, L. A., Escobar, E., Peralta, L. y Lugo, A. (2004). Phytoplankton biomass and water chemistry in two high mountains, tropical lakes in central México. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36, 342–346. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0342:PBAWCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0342:PBAWCI]2.0.CO;2)
- Alfaro-Ramírez, F. U., Arredondo-Moreno, J. T., Pérez-Suárez, M. y Endara-Agramont, A. R. (2007). *Pinus hartwegii* Lindl. treeline ecotone: structure and altitudinal limits at Nevado de Toluca, México. *Revista Chapingo, Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 23, 261–273. <http://dx.doi.org/10.5154/r.rchscfa.2016.10.055>
- Almeida-Leñero, L., Giménez-Azcárate, J., Cleff, A. M. y González-Trápaga, A. (2004). Las comunidades vegetales del Zacatonal Alpino de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca, región central de México. *Phytocoenologia*, 34, 91–132.

- Arce, J. L., Macías, J. L., Gardner, J. E. y Layer, P. W. (2006). A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, México: petrological,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 3, 457–479. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi082>
- Beach, T., Luzzadder-Beach, S., Cook, D., Dunning, N., Kennett, D. J., Krause, S. et al. (2015). Ancient Maya impacts of the earth's surface: An early Anthropocene analog? *Quaternary Science Reviews*, 124, 1–30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.05.028>
- Bernal, J. P., Lachniet, M., CcCulloch, M., Mortimer, G., Morales, P. y Cienfuegos, E. (2011). A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern México. *Quaternary Research*, 75, 104–113. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.09.002>
- Bhattacharya, T., Byrne, R., Böhnel, H., Wogau, K., Kienel, U., Ingram, B. L. et al. (2015). Cultural implications of late Holocene climate change in the Cuenca Oriental, México. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 6, 1693–1698. <https://doi.org/10.1073/pnas.1405653112>
- Bhattacharya, T., Chiang, J. C. H. y Cheng, W. (2017). Ocean-atmosphere dynamics linked to 800–1050 CE drying in Mesoamérica. *Quaternary Science Reviews*, 169, 263–277. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.005>
- Birks, H. J. B. y Birks, H. H. (1980). *Quaternary palaeoecology*. Baltimore: University Park Press.
- Blaauw, M. y Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6, 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Bradbury, J. P. (2000). Limnological of the Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México for the past 48,000 years: impacts of climate and men. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 163, 69–95. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00146-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00146-2)
- Brown, T. A., Nelson, D. E., Mathewes, R. W., Vogel, J. S. y Southon, J. R. (1989). *Quaternary Research*, 32, 205–212. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(89\)90076-8](https://doi.org/10.1016/0033-5894(89)90076-8)
- Bush, M. y Metcalfe, S. E. (2012). Latin America and the Caribbean. En S. E. Metcalfe y D. J. Wash (Eds.), *Quaternary environmental change in the tropics* (pp. 263 – 301). Hoboken, Nueva Jersey: Blackwell Quaternary Geoscience Series.
- Caballero, M., Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S. E., Macías, J. L. y Sugiura, Y. (2002). Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central México. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 186, 217–235. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00502-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00502-3)
- Calvert, S. E. y Pedersen, T. F. (2007). Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. En C. Hillaire-Marcel y A. Devernal (Eds.), *Developments in Marine Geology* (pp. 567–644). New York: Elsevier.
- Castillo-Batista, A. P., Figueroa-Rangel, B. L., Lozano-García, S., Olvera-Vargas, M. y Cuevas-Guzmán, R. (2016). Historia florística y ambiental del bosque mesófilo de montaña en el centro-occidente de México durante la pequeña edad de hielo. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 87, 216–229. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rmb.2016.01.021>
- Clarke, K. R. y Ainsworth, M. A. (1993). A method of linking multivariate community structure to environmental variables. *Marine Ecology Progress Series*, 92, 205–219.
- Cook, B. I., Anchukaitis, K. J., Kaplan, J. O., Puma, M. J., Kelley, M. y Gueyffier, D. (2012). Pre-columbian deforestation as an amplifier of drought in Mesoamérica. *Geophysical Research Letters*, 39, L16706. <https://doi.org/10.1029/2012GL052565>
- Cran.r-project. 2018a. MASS package. Berkeley, California. Recuperado el 20 de junio, 2018 de: <https://cran.r-project.org/web/packages/MASS/MASS.pdf>
- Cran.r-project. 2018b. mgcv package. Berkeley, California. Recuperado el 20 de junio, 2018 de: <https://cran.r-project.org/web/packages/mgcv/mgcv.pdf>
- Cran.r-project. 2018c. Vegan package. Berkeley, California. Recuperado el 20 de junio, 2018 de: <https://cran.r-project.org/web/packages/vegan/vegan.pdf>
- Crowley, T. J. y Lowery, T. S. (2000). How warm the Medieval Warm Period? *Journal of the Human Environment*, 29, 51–54. <https://doi.org/10.1579/0044-7447-29.1.51>
- Cuna, E., Zawisza, E., Caballero, M., Ruiz-Fernández, A. C., Lozano-García, S. y Alcocer, J. (2014). Environmental impacts of little ice age cooling in central México recorded in the sediments of a tropical alpine lake. *Journal Paleolimnology*, 51, 1–14. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9748-0>
- Díaz-Roldán, A. V. (2013). *Diagnosis de la vegetación y flora del Parque Nacional Nevado de Toluca (Estado de México, México) y propuesta para su gestoría (Tesis)*. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.
- Davies, S. J., Metcalfe, S. E., Aston, B. J., Byrne, R., Champagne, M. R., Jones, M. D. et al. (2018). A 6,000 years record of environmental change from the Eastern Pacific margin of central México. *Quaternary Science Reviews*, 202, 211–224. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.008>
- Domínguez-Vázquez, G., Osuna-Vallejo, V., Castro-López, V. E. e Israde-Alcántara, I. (2018). Changes in vegetation structure during the Pleistocene-Holocene transition in Guanajuato, central México. *Vegetation History and Archaeobotany*, 28, 81–91. <https://doi.org/10.1007/s00334-018-0685-8>
- Douglas, P. M. J., Pagani, M., Canuto, M. A., Brenner, M., Hodell, D. A., Eglinton, T. I. et al. (2015). Drought, agricultural adaption, and sociopolitical collapse in the Maya Lowlands. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118, 5607–5612. <https://doi.org/10.1073/pnas.1419133112>
- Erdtman, G. (1969). *Handbook of palynology: an introduction to the study of pollen grains and spores*. Munksgaard, Copenhagen: Leinen, D.kr.
- Figueroa-Rangel, B. L., Willis, K. J y Olvera-Vargas, M. (2008). 4200 years of pine-dominated upland forest dynamics in west-central México: human or natural legacy? *Ecology*, 89, 1893–1907. <https://hdl.handle.net/20.500.12104/62714>
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*. México D.F.: Instituto de Geografía-Universidad Nacional Autónoma de México.
- González-Elizondo, M. S., Reznicek, A. A. y Tena-Flores, J. A. (2018). Cyperaceae in México: diversity and distribution.

- Botanical Sciences*, 96, 305–331. <http://dx.doi.org/10.17129/botsci.1870>
- Gol'dbert, E. L., Fedarin, M. A., Grachev, M. A., Zolotarev, K. V. y Khlytov, O. (2001). Geochemical indicators of paleoclimate changes in sediments of Lake Baikal. *Geologiya I Geofizika*, 42, 76–86.
- Grimm, E. (1987). CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers and Geosciences*, 13, 13–55.
- Grimm, E. (1990). TILIA and TILIA.GRAPH: PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA group on data handling methods. *Newsletter*, 4, 5–7.
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H. y Guilderson, T. (2001). Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 292, 1367–1369. <https://doi.org/10.1126/science.1057759>
- Jarozs, N., Loubert, B., Durand, B., McCartney, A., Foueillassar, X. y Huber, L. (2003). Field measurements of airborne concentration and deposition rate of maize pollen. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119, 37–51. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(03\)00118-7](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(03)00118-7)
- Jarquín, M. T. (2008). El alma del Xinantécatl. Pervivencia de ritos indígenas en el valle de Toluca. *Estudios de Cultura Otopame*, 6, 89–100.
- Jáuregui-Ostos, E. (2000). *El clima de la Ciudad de México*. México D.F.: Instituto de Geografía (UNAM)/ Plaza y Valdéz.
- Jones, M. D., Metcalfe, S. E., Davies, S. J. y Noren, A. (2015). Late Holocene climate reorganisation and North American monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 124, 290–295. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.004>
- Junco, L., Montero, A. y Junco, R. (2009). *Las aguas celestiales. El Nevado de Toluca*. México D.F.: Instituto de Antropología e Historia.
- King, J. R. y Jackson, D. (1999). Variable selection in large environmental data sets using principal components analysis. *Environmetrics*, 10, 67–77. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-095X\(199901/02\)10:1<67::AID-ENV336>3.0.CO;2-0](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-095X(199901/02)10:1<67::AID-ENV336>3.0.CO;2-0)
- Lachniet, M. S., Bernal, J. P., Asmerom, Y., Polyak, V. y Piperno, D. (2012). A 2400 yr Mesoamerican rainfall reconstruction links climate and cultural change. *Geological Society of America*, 3, 259–262. <https://doi.org/10.1130/G32471.1>
- Lazcano, J. C. y Sallum, M. (2015). Patrón de asentamiento de los grupos que habitaron el valle de Puebla-Tlaxcala, México, durante el período Epiclásico. *Museo de Arqueología*, 21, 45–60.
- López-Pérez, M. (2014). *Material carbonizado en registros lacustres como indicador de regímenes de incendios en el centro y sur del país (Tesis)*. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Lotter, A. (2003). Multi-proxy climatic change. En A. Mackay, R. Battarbee, J. Birks y F. Oldfield (Eds.), *Global change in the Holocene* (pp. 373–383). London: Hodder Arnold.
- Lozano-García, S. y Vázquez-Selem, L. (2005). A high elevation Holocene pollen record from Iztaccihuatl volcano, Central México. *The Holocene*, 15, 329–338. <https://doi.org/10.1191/0959683605h1814rp>
- Lozano-García, S., Caballero, M. y Ortega, B. (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 16200–16203. <https://doi.org/10.1073/pnas.0707896104>
- Lozano-García, S., Caballero, M., Ortega, B., Sosa, S., Rodríguez, A. y 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, 177–190.
- Lozano-García, S., Torres, E., Ortega, B., Vázquez, G. y Caballero, M. (2013). Ecosystem responses to climate and disturbances in western central México during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370, 184–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.006>
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L. y Caballero, M. (2015). Climatic variability in the northern part of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*, 84, 262–271. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.006>
- Luna-Vega, I., Alcántara-Ayala, O., Espinosa, D. y Morrone, J. J. (1999). Historical relationships of the Mexican cloud forests: a preliminary vicariance model applying parsimony to vascular plant taxa. *Journal of Biogeography*, 26, 1299–1305. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.1999.00361.x>
- Macías, J. L., García, P. A., Arce, J. L., Siebe, C. y Espíndola, J. M. (1997). Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central México. *BYU Geology Studies*, 42, 493–528.
- Martínez-Carrillo, M. A., Solís, C., Hernández-Bautista, I., Junco-Sánchez, R., Rodríguez-Ceja, M., Ortíz, M. E. et al. (2017). Radiocarbon dating of underwater objects from the Nevado de Toluca, México. *Radiocarbon*, 59, 1705–1712. <https://doi.org/10.1017/RD.C.2017.106>
- Magaña, V. (1999). *El clima y El Niño en México*. México D.F.: Dirección General de Protección Civil, Secretaría de Gobernación.
- Metcalfe, S. E. y Davies, S. (2007). Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Climatic Change*, 83, 169–186. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9152-0>
- Metcalfe, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren, A. y MacKenzie, A. (2010). Climate variability in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, México. *The Holocene*, 20, 1195–1206. <https://doi.org/10.1177/0959683610371994>
- Metcalfe, S. E., Barron, J. A. y Davies, S. J. (2015). The Holocene history of the North American monsoon: known knowns' and known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.004>
- Och, L. M., Müller, B., Voegelin, A., Ulrich, A., Göttlicher, J., Steiniger, R. et al. (2012). New insights into the formation and burial of Fe/Mn accumulations in Lake Baikal

- sediments. *Chemical Geology*, 333–351, 244–259 <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.011>.
- Oksanen, J. (2015). *Multivariate analysis of ecological communities in R: vegan tutorial*. Universidad de Oulu, Finlandia. Recuperado el 3 de marzo, 2019 de: <http://cc.oulu.fi/~jarioksa/opetus/metodi/vegantutor.pdf>
- Olsson, I. U. (1986). Radiometric dating. En B.E. Berglund (Eds.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology* (pp. 273–312). Chichester, United Kingdom: John Wiley and Sons.
- Park, J., Byrne, R., Böhnel, H., Molina-Garza, R. y Conserva, M. (2010). Holocene climate change and human impact, Central México: a record based on mar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Research*, 29, 618–632.
- Park, J., Byrne, R. y Böhnel, H. (2017). The combined influence of Pacific decadal oscillation and Atlantic multidecadal oscillation on central México since the early 1600s. *Earth and Planetary Science Letters*, 464, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.013>
- Quezada, N. (1995). Congregaciones de indios y grupos étnicos: el caso del Valle de Toluca y zonas aledañas. *Revista Complutense de Historia de América*, 21, 141–165.
- Rasband, W. S. (2005). ImageJ version 1.32J. National Institute of Health, USA. Recuperado el 20 de agosto, 2018 de: <https://imagej.net/ImageJ>
- R Core Team. (2018). *R: a language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna. Recuperado el 20 de agosto, 2018 de: <https://www.R-project.org>
- Rodríguez-Ramírez, A., Caballero, M., Roy, P. D., Ortega, B., Vázquez-Castro, G. y Lozano-García, S. (2015). Climatic variability and human impact during the last 2000 years in western Mesoamerica: evidence of late Classic (AD 600 - 900) and Little Ace drought events. *Climate Past*, 11, 1239–1248. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1239-2015>
- Rull, V., Montoya, E., Nogué, S. y Huber, O. (2011). Preliminary palynological analysis of a Holocene peat bog from Apokará-tepui (Chimantá Massif, Venezuela, Guayana). *Collectanea Botanica*, 30, 79–88.
- Semarnat-Conanp (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales y Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). (2016). *Programa de manejo Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca*. México. Recuperado el 22 de febrero, 2018 de: [https://www.conanp.gob.mx/que\\_hacemos/pdf/programas\\_manejo/2017/PM%20Nevado%20de%20Toluca%20-\(web\).pdf](https://www.conanp.gob.mx/que_hacemos/pdf/programas_manejo/2017/PM%20Nevado%20de%20Toluca%20-(web).pdf)
- Servicio Meteorológico Nacional. (2017). Recuperado el 20 de agosto, 2017 de: [www.smn.cna.mx](http://www.smn.cna.mx)
- Servicio Meteorológico Nacional. (2017). Recuperado el 20 de junio, 2018 de: <http://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica>
- Sigala-Regalado, I., Caballero, M., Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Pérez, L., Vázquez, G. et al. (2017). Basic limnology of 30 continental waterbodies of the TransMexican Volcanic Belt gradients. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69, 313–370.
- Sosa-Nájera, S., Lozano-García, S., Roy, P. D. y Caballero, M. (2010). Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: el caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 437–451.
- Sosa-Nájera, M. S. (2013). *El Holoceno tardío en el occidente de México: el registro palinológico y geoquímico del lago cráter de Santa María del Oro, Nayarit (Tesis de doctorado)*. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F.
- Stahle, D. W., Cook, E. R., Burnette, D. J., Villanueva, J., Cerano, J., Burns, J. N. et al. (2016). The Mexican drought atlas: tree - ring reconstructions of the soil moisture balance during the late pre-hispanic, colonial and modern eras. *Quaternary Science Reviews*, 149, 34–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.018>
- Stockmar, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13, 615–621.
- Sugiura, Y. (2005). Reacomodo demográfico y configuración multiétnica en el valle de Toluca. En L. Manzanilla (Ed.), *Reacomodos demográficos del Clásico al Posclásico en el centro de México* (pp. 175–202). México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sugiura, Y. (2009). Caminando el valle de Toluca: arqueología regional, el legado de William T. Sanders. *Cuicuilco*, 16, 87–111.
- Torres-Orozco, R., Arce, J. L., Layer, P. W. y Benowitz, J. A. (2017). The Quaternary history of effusive volcanism of the Nevado de Toluca área, Central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 12– 9. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.008>
- Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Roy, P. D., Ortega, B., Beramendi-Orozco, L., Correa-Metrio, A. et al. (2015). Last glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. *Journal of Quaternary Science*, 30, 88–99. <https://doi.org/10.1002/jqs.2761>
- Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2004). Late Quaternary glaciation of México. En J. Ehlers y P. L. Gibbard (Eds.), *Quaternary glaciations - extent and chronology, part III: South America, Asia, Africa, Australia* (pp. 233–242). Amsterdam: Elsevier.
- Vigliani, S. y Junco, R. (2013). *Bajo el volcán. Vida y ritualidad en torno al Nevado de Toluca*. México D.F.: Instituto de Antropología e Historia.
- Villers-Ruiz, L. y López-Blanco, J. (1995). Evaluación del uso agrícola y forestal del suelo en la cuenca del Río Temascaltepec, Nevado de Toluca. *Investigaciones Geográficas*, 36, 7–19.
- Whitlock, C. y Larsen, C. P. S. (2001). Charcoal as a fire proxy. En J. P. Smol, H. J. B. Birks, W. M. Last (Eds.), *Tracking environmental change using sediments, Volumen 3. Terrestrial, algal and siliceous indicators* (pp. 75–97). Dordrecht, Países Bajos: Kluwer Academic Publishers.
- Zamora-Natera, J. F. y Terrazas, T. (2012). Anatomía foliar y del peciolo de cuatro especies de *Lupinus* (Fabaceae). *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 83, 687–697. <http://dx.doi.org/10.22201/ib.20078706e.2012.83.3269>