

Estratigrafía del Holoceno y Pleistoceno Superior del lago de Xochimilco, centro de México

Beatriz Ortega-Guerrero^{1,*}, Sandra García², Guadalupe Cruz³, Claudio Salinas⁴, Margarita Caballero¹, Ismerai Reyes⁵ y Lizeth Caballero⁴

¹ Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México,

Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, C.P. 04510, México.

² Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México.

³ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México.

⁴ Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México.

⁵ Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, Av. Tecnológico S/N, Col. El Huasteco,

Ciudad Lázaro Cárdenas, Venustiano Carranza, Puebla, México.

* bortega@igeofisica.unam.mx

RESUMEN

El sistema lacustre desarrollado en la cuenca de México ha sido de gran interés en estudios de diversas disciplinas geológicas y sociales. Sus sedimentos conservan la historia de los cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario tardío. Entre 2016 y 2018 se colectaron un conjunto de núcleos de sedimentos lacustres en la subcuenca de Xochimilco, ubicada al sur de la cuenca de México. A partir de esas sucesiones sedimentarias se construyó una secuencia maestra que representa los 66.5 m superiores de los depósitos lacustres. Para el establecimiento de su columna estratigráfica, se definieron 15 litotipos a partir de sus componentes sedimentarios en los que dominan los componentes clásticos constituidos por silicatos, en su mayor parte de tamaño limo y arcilla. La fracción biogénica más abundante son diatomeas que con frecuencia forman ooze, y los ostrácodos son un componente común en la mayor parte de la secuencia, los cuales localmente forman lumaquelas. Intercalados con los litotipos clásticos y biogénicos se encuentran depósitos volcániclasticos. Se definieron 8 unidades litológicas con base en sus litotipos dominantes. La escala temporal de la secuencia es aún incierta para los sedimentos más antiguos; sin embargo, se estima que ésta abarca los últimos 300000 a 350000 años. A partir de esta temporalidad se infieren oscilaciones ambientales de escalas milenarias. Los sedimentos laminados ricos en diatomeas representan las fases de mayor profundidad en el lago, que coinciden cercanamente con etapas glaciales. Los depósitos con mayor cantidad de componentes calcáreos biogénicos y autigénicos señalan las fases de mayor concentración iónica durante las cuales el lago fue más somero, y en general coinciden con épocas interglaciales. El análisis detallado de la estratigrafía y la descripción de los componentes sedimentarios en Xochimilco permiten establecer una interpretación

inicial de las variaciones en los ambientes de depósito, y proporcionan la base a partir de la cual se apoyarán los estudios detallados de indicadores paleoclimáticos.

Palabras clave: paleoclimas; paleolagos; Xochimilco; Cuaternario tardío; estratigrafía.

ABSTRACT

The lacustrine system developed in the basin of Mexico has been of great interest in studies of various geological and social disciplines. Its sediments preserve the history of the environmental changes that occurred during the late Quaternary. Between 2016 and 2018, a set of lacustrine sediment cores were collected in the Xochimilco sub-basin, located south of the basin of Mexico. From these sedimentary sequences, a master sequence was constructed that represents the upper 66.5 m of the lacustrine deposits. For the establishment of its stratigraphic column, 15 lithotypes were defined from their sedimentary components in which the clastic components made up of silicates dominate, mostly silt and clay in size. The most abundant biogenic fraction is diatoms that frequently form ooze, and ostracods are a common component in most of the sequence, which locally form hashes. Interbedded with the clastic and biogenic lithotypes are volcanoclastic deposits. Eight lithological units were defined based on their dominant lithotypes. The time scale of the sequence is still uncertain for the oldest sediments; however, it is estimated that it covers the last 300000 to 350000 years. From this temporality, environmental oscillations of millennial scales are inferred. Diatom-rich laminated sediments represent the deepest phases in the lake. The deposits with higher biogenic and authigenic calcareous components indicate

the phases of higher ionic concentration during which the lake was shallower. The detailed analysis of the stratigraphy and the description of the sedimentary components in Xochimilco allows to establish an initial interpretation of the variations in the depositional environments, and provides the base from which the detailed studies of paleoclimatic indicators will be supported.

Keywords: paleoclimate; paleolakes; Xochimilco; late Quaternary; stratigraphy.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de México, una depresión intermontana endorreica ubicada en el centro de México, contiene un importante registro de los cambios geológicos, climáticos, ambientales y culturales del pasado. La interacción entre la actividad volcánico-tectónica neógena y el sistema lacustre, los restos de megafauna pleistocénica, los numerosos asentamientos humanos desarrollados desde las etapas tempranas de ocupación, la densidad de población actual en la megalópolis de la Ciudad de México y áreas circundantes, y las interrelaciones hombre-ambiente lacustre, son sólo algunos de los aspectos por los que esta cuenca tiene un valor científico y social incommensurable. Desde la perspectiva de los estudios paleoclimáticos, los trabajos realizados en los sedimentos lacustres de la cuenca han proporcionado información principalmente de los últimos 40000 años en diferentes intervalos temporales, que en general se encuentran contenidos en los 25 m superficiales de esta secuencia sedimentaria. Estos estudios incluyen reconstrucciones de variaciones del nivel del lago (e.g. Bradbury, 1989), paleotemperatura y paleoprecipitación (e.g. Caballero et al., 2019), regímenes de incendios y sequías (e.g. Torres-Rodríguez et al., 2015), desarrollo de la vegetación (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994), y ocupación humana (e.g. Lorenzo y Mirambell, 1986; Sedov et al., 2010), entre otros tipos de estudios, como los de actividad volcánica que tienen un impacto en el paisaje, los ecosistemas y los asentamientos humanos (e.g. Mooser, 1967; Siebe y Macías, 2006). La mayor parte de las investigaciones han sido realizadas en la subcuenca de Chalco, en la porción SE de la cuenca de México, en donde aún persiste un cuerpo lacustre y la urbanización ha sido apenas contenida, en buena medida por la defensa de las tierras del lecho lacustre (ahora de cultivo) por parte de las organizaciones comunitarias ejidales. En contraste, la subcuenca de Xochimilco al W de Chalco, ha sido objeto de un menor número de estudios de este tipo, a pesar de que en ella persiste un sistema de humedales en donde aún se desarrolla la agricultura chinampera (Palerm y Wolf, 1972).

Recientes investigaciones en Chalco demuestran que los registros lacustres en la cuenca de México abarcan varios cientos de miles de años (e.g. Ortega-Guerrero et al., 2017; Valero-Garcés et al., 2021), aunque hasta el momento han sido estudiados en menor detalle que los de temporalidad más corta anteriormente mencionados. Los registros que comprenden varias decenas o centenas de milenios de años son importantes porque abarcan los ciclos glaciales-interglaciales que caracterizan al Cuaternario, lo que contribuye a la comprensión de la variabilidad climática global, y porque incluyen localmente la historia del origen y evolución geológica y ambiental de las cuencas lacustres. Estos registros lacustres largos de escalas temporales milenarias se restringen en el continente americano a las secuencias de Cuitzeo en el centro de México (Israde Alcántara et al., 2010), Petén Itzá en Guatemala (Hodell et al. 2006), Titicaca en la frontera de Bolivia y Perú (Fritz et al. 2007) y Junín en Perú (Rodbell y Abbott, 2012). En este trabajo describimos los principales litotipos y la estratigrafía de los 66.5 m de los sedimentos superficiales de la subcuenca de Xochimilco en la parte sur de la cuenca de México, y ofrecemos una interpretación de los

ambientes de depósito bajo los cuales se acumularon esos sedimentos. Lo anterior permitirá establecer la columna estratigráfica, a partir de la cual se apoyarán los estudios detallados de indicadores de condiciones ambientales. Así mismo, permitirá un análisis comparativo con los sedimentos de Chalco, lo cual ofrecerá un modelo más robusto de la evolución geológica y ambiental de la región sur de la cuenca de México.

SITIO DE ESTUDIO

La subcuenca de Xochimilco (19°13' N, 98°08' W) se localiza al sur de la cuenca de México, en la parte centro-oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Está limitada al N por el cerro de la Estrella y la sierra de Santa Catarina, al E por la divisoria ubicada entre esta sierra y el volcán Teuhtli, al S por la sierra Chichinautzin y al W por la divisoria entre el volcán Ajusco y el cerro de la Estrella (Figura 1). Tiene un área total de 480 km², la planicie lacustre tiene una altitud de 2240 m s.n.m. que abarca 130 km². Esta porción de la cuenca de México albergó un lago que formó parte del sistema lacustre que formaron los cuerpos acuáticos de Xaltocan y Zumpango en el N, Texcoco en el centro, y Xochimilco y Chalco en el S. En la actualidad, los remanentes lacustres de Xochimilco están en la zona chinampera al NE de esta subcuenca. Las rocas que afloran en la subcuenca de Xochimilco, al igual que en el resto de la cuenca de México, son de origen volcánico de composición andesítica a basáltica (Siebe et al., 2005). Una síntesis de la composición y edades de las rocas de esta subcuenca puede ser consultada en Ortega-Guerrero et al. (2018a).

MÉTODOS

Entre los años 2016 y 2018 se colectaron tres secuencias sedimentarias lacustres, XOC16-I (0.5 – 46.95 m), XOC17-I (0 – 15.30 m y 44 – 69.65 m) y XOC18-I (14 – 31.04 m), en un radio de 50 m en el predio de los Viveros de Nezahualcōyotl, Alcaldía Xochimilco, Ciudad de México (19° 17' 47.95" N, 99° 04' 55.35" W, Figura 1). Ya que la zona está densamente urbanizada, el sitio de perforación se eligió tanto por la factibilidad para llevarlo a cabo como por los resultados de tomografía de resistividad eléctrica previamente realizados (Bücker et al., 2017), que indican la presencia de materiales geológicos de baja resistividad por arriba de los 70 m de profundidad en el sitio de la perforación (Figura 2).

Para la recuperación de los sedimentos se utilizó un nucleador metálico que en el interior lleva un tubo de PVC, nucleador TGC (Figura 3), y un nucleador Shelby para los sedimentos más resistentes al corte, ambos en tramos de 1.10 m de longitud y 10 cm de diámetro. Únicamente los sedimentos de los 15 m superficiales del sondeo XOC16-I fueron colectados utilizando un nucleador de percusión, dada la dureza de los materiales. Posteriormente fueron cortados longitudinalmente en mitades, y todos los núcleos fueron conservados en tubos y cajas de PVC en una cámara fría.

Los componentes sedimentarios fueron reconocidos a través de la preparación de frotis y su observación en un microscopio petrográfico, así como de observaciones macroscópicas en la superficie fresca de los núcleos. Se analizaron un total de 286 frotis.

En las secciones frescas de las mitades seccionadas de los núcleos se midió la susceptibilidad magnética con un sensor Bartington MS2E con un espaciamiento de 2 cm.

Se colectaron dos muestras a 5.19 y 6.0 m de profundidad para su fechamiento por ¹⁴C. La calibración de las edades obtenidas se llevó a cabo con el programa OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009), utilizando la base de datos IntCal20 (Reimer et al., 2020).

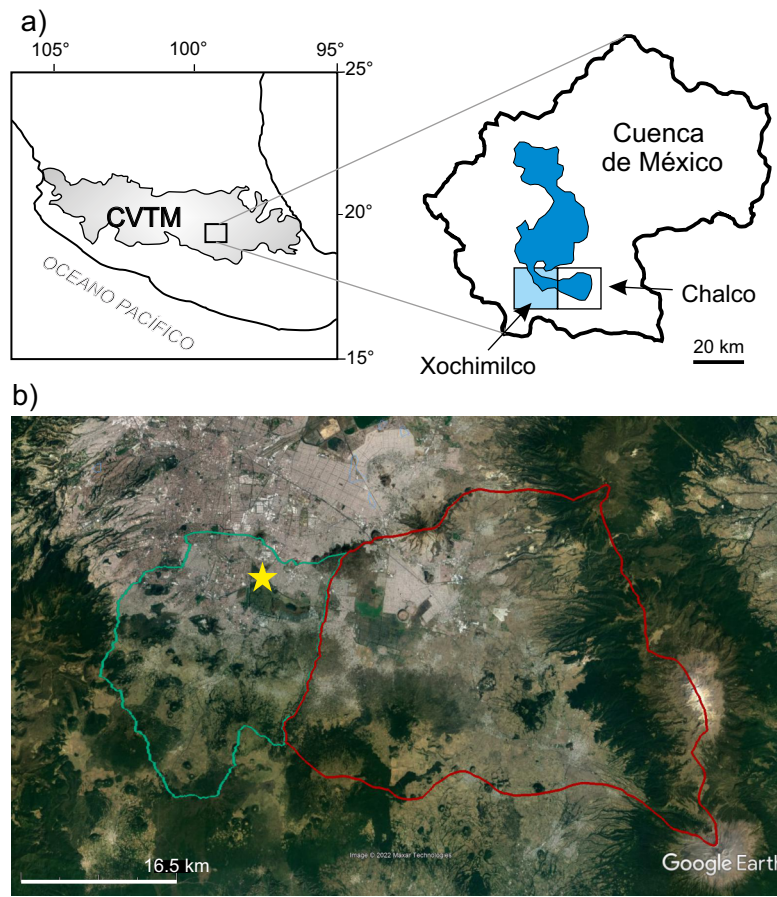


Figura 1. a) Extensión del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y localización de la cuenca de México en su porción centro-oriental. b) Límites de las subcuencas de Xochimilco (verde) y Chalco (rojo) en el sur de la cuenca de México. La ubicación de los sitios de los sondeos XOC16-I, XOC17-I y XOC18-I, en el predio de los Viveros de Xochimilco, se marcan en la estrella amarilla.

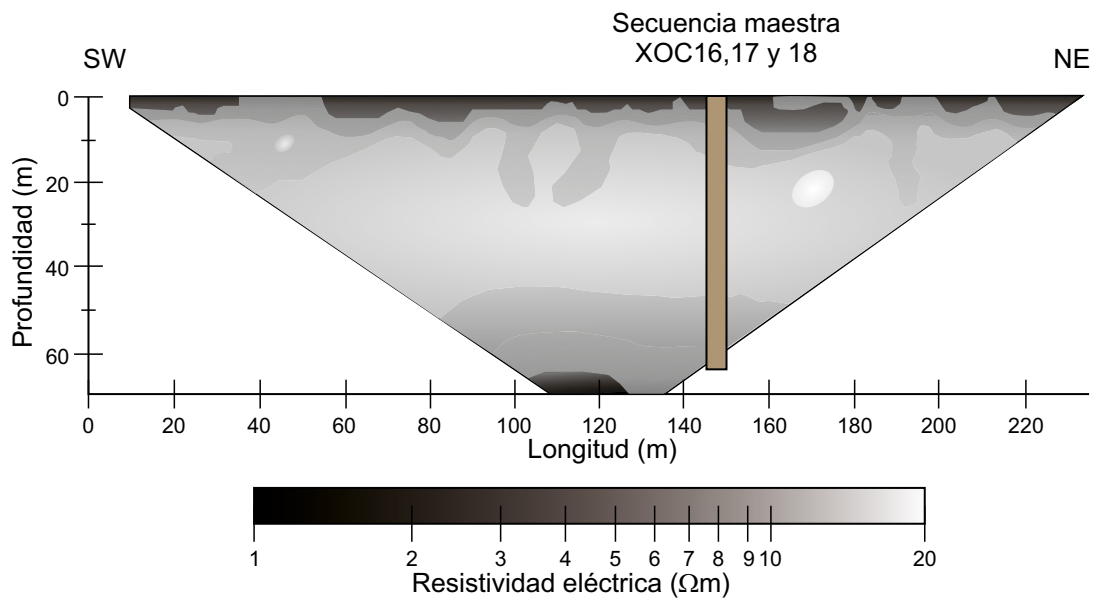


Figura 2. Modelo de resistividad y sitio de colecta del núcleo XOC16-I. El estudio de tomografía de resistividad eléctrica se realizó con el método de polo-dipolo (modificado de Bucker *et al.*, 2017).



Figura 3. Equipo utilizado en la perforación y colecta de los sedimentos. a) Torre de perforación, b) extractor y tubo TGC, c) detalle del tubo TGC con tubo de PVC en su interior.

RESULTADOS

Correlación entre núcleos y secuencia maestra

Las secuencias sedimentarias de los tres sondeos fueron correlacionadas a través del reconocimiento visual de horizontes estratigráficos distintivos, así como por las variaciones de la susceptibilidad magnética (Figura 4). La recuperación de los tres núcleos proveyó suficiente traslape para crear una secuencia compuesta y elaborar reconstrucciones paleoambientales continuas. Para establecer la secuencia maestra representativa de la columna estratigráfica se seleccionaron los tramos de cada sondeo que presentaron la mejor preservación de las estructuras primarias y la menor compactación ocasionada durante la perforación. Esta secuencia maestra tiene una longitud de 66.50 m.

En el núcleo XOC16-I se cortó en la parte superior, entre 0.5 – 15.15 m de profundidad un depósito volcanoclástico, que sobreyace a la secuencia lacustre. La dificultad en recuperar una secuencia inalterada impidió reconocer las estructuras sedimentarias que permitieran establecer un posible mecanismo de depósito. Por ello, se colectó a unos metros de distancia el núcleo XOC17-I, en el cual no se encontraron estos depósitos volcanoclásticos. El núcleo XOC18-I fue colectado para contar con una secuencia completa entre la transición de los sondeos XOC16-I y XOC17-I.

Litotipos

Un conjunto de depósitos clásticos, volcanoclásticos, y biogénicos fueron definidos en la secuencia maestra, a partir de las litologías y texturas determinadas por observaciones macroscópicas y microscópicas (en frotis), de acuerdo con el esquema de Schnurrenberger *et al.* (2003). La fracción clástica de tamaño fino, limo y arcilla, es el componente más abundante en toda la secuencia, constituida por silicatos. La fracción biogénica más abundante son las frústulas de diatomeas. Los ostrácodos son un componente biogénico común en la mayor parte

de la secuencia, y que localmente forman lumaquelas. Se incluyen los géneros de las diatomeas más sobresalientes observadas en los frotis que sustentan la interpretación ambiental, aunque el análisis formal de este grupo de algas, así como el de los ostrácodos, está en proceso. Dentro de los depósitos volcanoclásticos se reconocieron los depósitos de la Pómez Toluca Superior (PTS) y la Pómez Tutti Frutti (PTF). La PTS es producto de una erupción pliniana del volcán Nevado de Toluca hacia 12300 años cal AP (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías *et al.*, 1997; Capra *et al.*, 2006; Arce *et al.*, 2003). La PTF fue originada por un evento pliniano del volcán Popocatepetl hace ca. 17000 años cal AP (Siebe *et al.*, 1997, 1999; Sosa-Ceballos *et al.*, 2012; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015), y es reconocida por contener fragmentos de tamaño de lapilli de pómez y de líticos granodioríticos. La tefra Pómez Toluca Inferior (PTI), producto del volcán Nevado de Toluca, es un conjunto de depósitos de composición riolítica ocurrida hace 23000 – 27000 años (Bloomfield y Valastro, 1974, 1977; Capra *et al.*, 2006; Ortega Guerrero *et al.*, 2018b). Aunque no hay análisis geoquímicos que confirmen su presencia en los sondeos aquí presentados, por sus descripciones macroscópicas y su edad, es posible que se encuentre esta tefra en los sedimentos recuperados.

En la Tabla 1 se sintetizan las principales características de las facies, así como los procesos deposicionales asociados y su significado ambiental. En la Figura 5 se muestran imágenes de superficies de intervalos selectos de los núcleos que ilustran los principales litotipos identificados, así como algunos componentes de los mismos observados en el microscopio petrográfico.

Estratigrafía

Edad

La edad de la base de la secuencia maestra presentada es aún desconocida. Únicamente se han fechado por ^{14}C dos horizontes en la secuencia el núcleo XOC17-I (Tabla 2), aunque el marco cronológico de

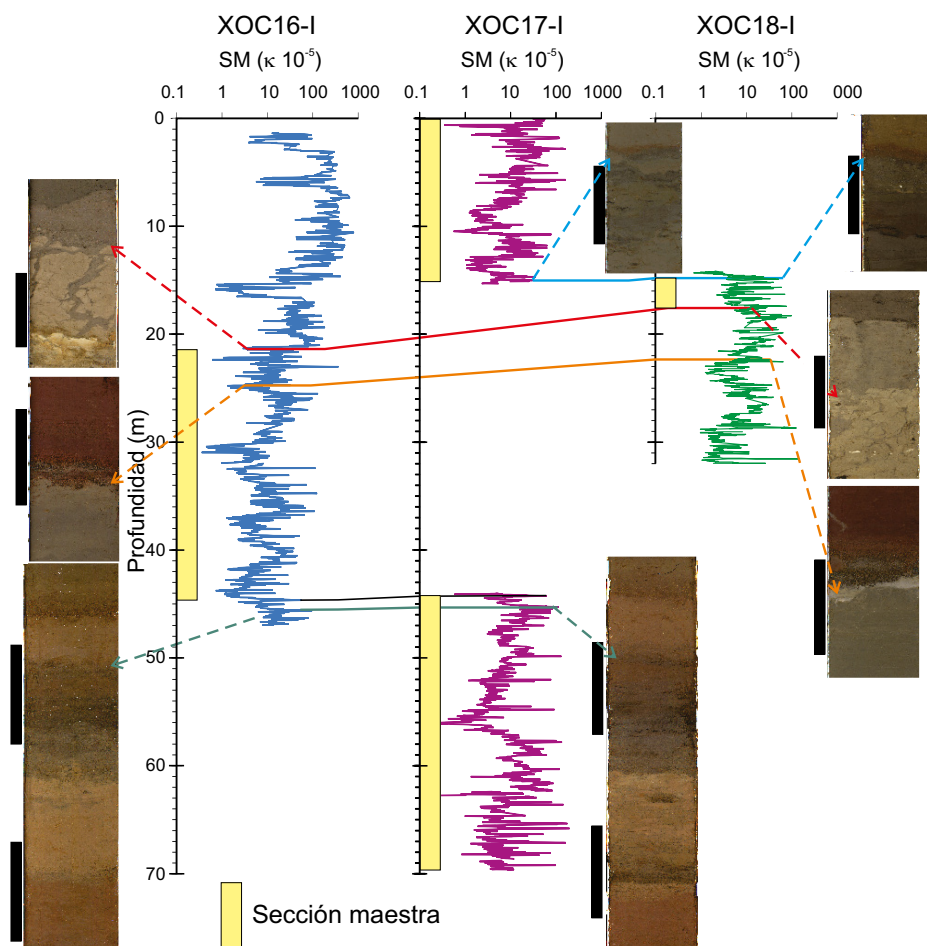


Figura 4. Perfiles de susceptibilidad magnética (SM) en unidades volumétricas κ del SI, de los sondeos XOC16-I, XOC17-I y XOC18-I. La correlación entre las secuencias se basó en el reconocimiento de horizontes característicos (líneas transversales), algunos de los cuales se muestran en las imágenes de los núcleos. La escala a la izquierda de las imágenes de los núcleos (barras negras) indican 10 cm de longitud. Las secciones que forman la sección maestra están indicadas con barras amarillas.

la parte superior de la secuencia puede ser establecido también a partir del reconocimiento de las tefras PTS, de edad *ca.* 12300 cal AP (Arce *et al.*, 2003), y de la PTF de edad 17000 cal AP (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012). Una estimación elaborada con diferentes tasas de sedimentación a partir de las edades conocidas de la parte superior, asigna una edad cercana a 80000 años a 15 m de profundidad (Cruz Fitz, 2019). De acuerdo con las edades y estimaciones de la escala temporal, en términos muy generales la tasa de sedimentación promedio es de *ca.* 0.20 mm/año, ello implica que la base de la secuencia podría tener una edad entre 300000 y 350000 años, lo que corresponde al inicio del Estadío Isotópico Marino (EIM) 8 (300000 – 243000 años) o al EIM 10 (374000 – 337000 años) (Lisiecki y Raymo, 2005). Sin fechamientos o mayores elementos de correlación, resulta muy preliminar esta estimación de la edad para los sedimentos de las unidades más antiguas; sin embargo, como se discute más adelante hay ciertas evidencias que dan un modesto sustento a esta estimación de la edad.

Secuencia maestra

Se definen ocho unidades estratigráficas basadas en las asociaciones de los litotipos reconocidos, así como en su abundancia (Figura 6).

Unidad 8 (66.5 – 60.0 m). Está formada principalmente por el litotipo ALD2, en el que se intercalan depósitos volcánoclasticos tanto máficos

como félsicos. Estos últimos son peculiares ya que son los de mayor espesor (20 cm) en toda la secuencia, de los que se desconoce su fuente de origen. También se presenta el depósito del litotipo ALD1 de *ca.* 30 cm de espesor, sólo encontrado en esta parte de toda la secuencia. Esta unidad resulta muy distintiva ya que es la única en donde ha sido reconocida la presencia de diatomeas del género *Stephanodiscus.*, indicadoras de ambientes fríos y húmedos (Avendaño-Villeda *et al.*, 2018). Se infiere que esta unidad fue depositada en un ambiente distal, en un lago profundo con fluctuaciones a niveles menos profundos durante las cuales aumentó la concentración de iones del agua, con alta productividad biogénica y variaciones rítmicas, probablemente estacionales, en la sedimentación y la alternancia de condiciones óxicas y anóxicas en el fondo, en un clima frío. La estabilidad en el ambiente de depósito fue interrumpida por el depósito de los productos volcánoclasticos. Aunque es muy hipotético el intervalo de edad de esta unidad, podría abarcar desde 350000 – 300000 hasta 280000 años, ya sea al EIM 8 o al EIM 10. **Unidad 7 (60.0 – 48.2 m).** En ella domina el litotipo ALPG1, que tiene intercalados depósitos de los litotipos AArpG y LAPAO, y en menor proporción del ALRO. Para esta unidad se infiere un ambiente distal, en la que inicia con una etapa en la que el lago tiene oscilaciones en el nivel que van de relativamente profundo a somero, y que posteriormente se mantiene por un periodo más prolongado con condiciones relativamente más profundas, durante las cuales se desarrolla una

Tabla 1. Litotipos definidos en la secuencia maestra de los sondeos XOC16-I, XOC17-I y XOC18-I, y los procesos ambientales asociados a su depósito.

Litotipo	Descripción	Procesos deposicionales y ambiente asociado
1 Arena limosa pardo obscuro (ArLPO)	Masiva, con motas de color gris. Contiene fragmentos de diatomeas de los géneros <i>Rhopalodia</i> , <i>Fragilaria</i> , <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i> , entre otros, así como espículas de esponja, abundantes partículas de carbón, raices y otros restos de plantas terrestres, materia orgánica amorfa, y ostrácodos. Representa menos del 1 % de la secuencia.	Humedal a cuerpo lacustre somero eutrófico, con aporte detrítico de zonas litorales y rasgos incipientes de pedogénesis.
2 Arena limosa pardo grisáceo (ArLPG)	Masiva, presenta locales laminaciones difusas no-paralelas. Contiene abundantes restos de diatomeas, espículas de esponja, fitolitos, materia orgánica amorfa, carbón, algas calcáreas (<i>Chara</i>), concreciones calcáreas y valvas de ostrácodos. Algunas diatomeas presentes son de los géneros <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i> . Representa menos del 2 % de la secuencia.	Ambiente proximal, lago somero con variaciones menores en su nivel, alcalino a salino, de aguas concentradas que favorecieron la precipitación de carbonatos. Durante periodos de niveles relativamente más altos se depositaron las láminas que corresponden a florecimientos de diatomeas.
3 Limo arcilloso pardo amarillento obscuro (LAPAO)	Masivo a bandas irregulares y discontinuas 2–4 cm espesor, y láminas 0.5–1 cm espesor en las cuales se intercalan depósitos del litotipo ALPG1. Ocasionalmente presenta bandas intercaladas de color gris verdoso obscuro. En las bandas pardo amarillento son más abundantes los restos de diatomeas y ostrácodos y ocasionalmente <i>Chara</i> , y en las de color gris verdoso son más abundantes los componentes clásticos, entre los que se encuentran ocasionalmente cristales diseminados de pirita. Diatomeas de los géneros <i>Cocconeis</i> , <i>Cyclotella</i> , <i>Campylodiscus</i> . Representa el 15 % de la secuencia.	Ambiente distal, lago somero a relativamente más profundo, de aguas concentradas. Las capas de tonos más claros corresponden a florecimientos de diatomeas, y las de color gris verdoso se depositaron en periodos de inundaciones con mayor arrastre de detritos de las zonas litorales bajo condiciones ocasionalmente anóxicas.
4 Arcilla arenosa a limo arcilloso pardo a gris obscuro (AARPG)	Masivo a bandas irregulares y discontinuas de 2–30 cm espesor, ocasionalmente moteado. Abundan los restos de diatomeas, el contenido de fragmentos de ostrácodos es relativamente más elevado que en otros litotipos. Es común la presencia de partículas de carbón y restos de algas calcáreas (<i>Chara</i>). Diatomeas de los géneros <i>Surirella</i> , <i>Epithemia</i> , <i>Campylodiscus</i> , entre otros. Constituye el 30 % de la secuencia.	Ambiente distal, lago somero de aguas concentradas, con variaciones en las condiciones redox que originaron el moteo.
5 Arcilla limosa pardo amarillento (ALPA)	Masiva, localmente moteada, con partículas de arena diseminadas. Contiene diatomeas de los géneros <i>Campylodiscus</i> , <i>Fragilaria</i> , <i>Rhopalodia</i> , <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i> , y espículas de esponja y fragmentos de carbón. Corresponde al 2 % de la secuencia.	Ambiente litoral de lago somero con variaciones en las condiciones redox que originaron el moteo.
6 Arcilla limosa pardo grisáceo (ALPG2)	Masiva a bandas 5–12 cm de espesor, estratos inclinados. Contiene abundantes restos de ostrácodos y algas carofíceas, y en menor proporción frústulos de diatomeas de los géneros <i>Campylodiscus</i> y <i>Anomoeoneis</i> , entre otros, materia orgánica amorfa y partículas de carbón. Representa menos del 2 % de la secuencia.	Ambiente distal de lago somero con aguas concentradas.
7 Arcilla pardo oliváceo (APO)	Masiva a bandas irregulares curvas de 3 a 12 cm de espesor. Con diatomeas de los géneros <i>Rhopalodia</i> , <i>Surirella</i> , <i>Epithemia</i> y <i>Cocconeis</i> , restos de ostrácodos, ocasionales carofíceas, partículas de carbón y materia orgánica amorfa. Representa aproximadamente el 4 % de la secuencia.	Ambiente distal de lago somero con aguas relativamente concentradas.

continúa

estratificación laminar. De acuerdo a la estimación inicial de la edad tasa de 0.20 mm/año, esta unidad podría abarcar de 280000 a 230000 años, correspondiente a la transición del EIM 8 al EIM 7 (243000 – 191000 años).

Unidad 6 (48.2 – 31.1 m). Está conformada por depósitos que alternan de una forma casi rítmica de los litotipos LAPAO, AARPG, LO y ALRO. Esta sucesión de litotipos sugiere un patrón recurrente de variaciones en el nivel lacustre, que inicia con la ocurrencia de un lago relativamente profundo de aguas concentradas, con ambiente de baja energía, estratificado, escasa bioturbación que favorece la preservación de la laminación y anoxia en la interfase agua/sedimento (litotipo LAPAO). Posteriormente ocurre mayor aporte detrítico, se forman bandas más gruesas, el nivel lacustre disminuye y hay aumento en la concentración iónica que resulta en la precipitación de carbonatos (calcita y formación de ostrácodos y charas), ocasionalmente con anoxia en el fondo (litotipo AARPG). En la siguiente etapa ocurre una regresión del lago y el depósito del litotipo ALRO, en un ambiente de aguas alcalinas que favorecen la formación de carbonato biogénico, en la cual los ostrácodos fueron los principales productores que llegaron a formar lumaquelas (LO), que posteriormente fueron retrabajados por la acción de las corrientes

que desarrollaron estructuras primarias que incluyen estratificación ondulada y lenticular. El depósito del litotipo LAPAO marca el retorno a ambientes distales en un tirante mayor de agua y el desarrollo y preservación de estratificación laminada. Los depósitos volcanoclásticos son relativamente escasos en esta unidad. La edad probable para esta unidad es entre 230000 y 150000 años, que corresponde a la transición entre el EIM 7 y el EIM 6 (191000 – 130000 años).

Unidad 5 (31.1 – 26.6 m). Está constituida por el litotipo ALPG1, y en ella se reconocen condiciones ambientales estables, el sitio de colecta era un ambiente distal en un lago relativamente profundo, en que se formaron y preservaron las láminas y delgadas bandas de arcilla limosa, con episodios de aguas más concentradas. La edad aproximada de esta unidad abarcaría de 150000 a 130000 años, que comprende la mayor parte del EIM 6.

Unidad 4 (26.6 – 14.0 m). En esta sección se presenta la mayor frecuencia en la variabilidad de los litotipos encontrados. En los 4.6 m inferiores de la secuencia domina el litotipo AARPG con algunas intercalaciones menores de los litotipos ALPG1, ALRO y LO, en tanto que, por arriba de 22 m de profundidad, se alternan los litotipos LAPAO, AARPG, y ALRO en una sucesión casi regular. Para estos

Tabla 1 (cont.). Litotipos definidos en la secuencia maestra de los sondeos XOC16-I, XOC17-I y XOC18-I, y los procesos ambientales asociados a su depósito.

Litotipo	Descripción	Procesos deposicionales y ambiente asociado
8 Arcilla limosa rojo oscuro (ALRO)	De masiva a bandas onduladas y lenticulares de 2–20 cm de espesor, con frecuentes contactos inferiores erosivos. Con fragmentos de ostrácodos, algas calcáreas (<i>Chara</i>), restos de diatomeas de los géneros <i>Cyclotella</i> , <i>Campylodiscus</i> , <i>Epithemia</i> , entre otros. Ocasionales cristales de calcita. Se presenta asociada al litotipo LO en la base de estos depósitos. Constituye alrededor del 12 % de la secuencia.	Ambiente distal de lago somero con fuertes fluctuaciones en el nivel que ocasionaron la temporal exposición aérea de los sedimentos, de aguas concentradas.
9 Arcilla limosa pardo a gris oscuro (ALPG1)	De laminado a bandas irregulares hasta masivo. Materia orgánica amorfa variable de escasa a moderada. Ocasionales restos de plantas vasculares, partículas de carbón y ostrácodos. Las diatomeas comunes son de los géneros <i>Campylodiscus</i> y <i>Surirella</i> . Constituye el 20 % de la secuencia.	Ambiente distal, lago relativamente profundo, con algunos episodios de aguas más concentradas.
10 Arcilla limosa diatomeácea 2 (ALD2)	Arcilla limosa en bandas de 1–2 cm a láminas 0.5–1 cm de espesor, alternan tripletas de colores verde oscuro, pardo oscuro y pardo rojizo. Contienen abundantes diatomeas, en las bandas pardo oscuro y rojizo son comunes los restos de ostrácodos y ocasionales cristales de calcita en forma de grano de arroz. Las capas de color verde oscuro contienen cristales de piritita y diatomeas de los géneros <i>Stephanodiscus</i> , <i>Epithemia</i> , entre otros. Constituye alrededor del 6 % de la secuencia.	Ambiente distal de lago con fuertes fluctuaciones en el nivel que ocasionaron la alternancia de condiciones óxicas-anóxicas. Lago con alta productividad biogénica.
11 Arcilla limosa diatomeácea 1 (ALD1)	Arcilla limosa finamente laminada, alternan pares de láminas beige claro y pardo oscuro. Las láminas de color claro forman oozes de diatomeas en donde es común la presencia de <i>Stephanodiscus</i> . Las láminas oscuras contienen mayor proporción de sedimentos clásticos finos. Representa menos del 1 % de la secuencia.	Ambiente distal, lago profundo, con alta productividad biogénica y variaciones rítmicas (estacionales?) en la sedimentación.
12 y 13 Volcanoclásticas VF (félsicos) y VM (máficos)	Compuestos por ceniza fina a lapilli, con contactos abruptos. Por su color negro, la mayor parte de ella son máficas; algunos depósitos félsicos hacia la base de la secuencia (entre 63 y 66 m de profundidad) se presentan en capas de hasta 20 cm de espesor. Las tefras reconocidas son la Pómez Toluca Superior (PTS) con 24 cm de espesor, la Pómez Tutti Frutti (PTF) con 25 cm de espesor, y la posiblemente la Pómez Toluca Inferior (PTI) con 5 cm de espesor. Constituyen menos del 10 % de la secuencia.	Tefras y sedimentos volcanoclásticos.
14 Ooze de diatomeas (OD)	Bandas de 2 a 10 cm de espesor. Con restos de espículas y fitolitos. Estos depósitos centimétricos representan menos del 1 % de la secuencia.	Lago somero con alta productividad biogénica.
15 Lumaquela de ostrácodos (LO)	Bandas de 1–2 cm de espesor, generalmente asociadas al litotipo ALRO. Valvas bien conservadas, en una matriz de arena fina a media, con escasos restos de diatomeas y materia orgánica amorfa. Representan menos del 2 % de la secuencia.	Lago somero de aguas concentradas.

depósitos se interpreta un ambiente de depósito distal, que inicia con un lago somero con aguas relativamente concentradas, y que posteriormente sufre frecuentes y fuertes oscilaciones en el nivel del agua, en los que durante las etapas de niveles más profundos se forman laminaciones o delgadas bandas y ocurren ocasionalmente condiciones anóxicas en el fondo, en tanto que en las etapas de niveles bajos existe mayor concentración de iones de calcio y se desarrollan los organismos calcáreos. En esta unidad son frecuentes delgados depósitos de productos volcánicos de caída. La edad probable es de 130000 a 70000 años, que comprende el EIM 5 (130000 a 71000 años). **Unidad 3 (14.0 – 5.1 m).** Por su abundancia relativa, los litotipos presentes de mayor a menor proporción son AArPG, APO, ALRO, ALPG1 y LO. El ambiente de depósito en esta unidad es distal, en un lago predominantemente somero de aguas concentradas, con variaciones en el nivel que ocasionaron a su vez variaciones en las condiciones redox y que quizá temporalmente expusieron los sedimentos a condiciones aeróbicas que ocasionaron la oxidación de los sedimentos. Ocurrieron algunos periodos relativamente breves de incremento en el nivel lacustre durante los cuales se depositó el litotipo ALPG1, lo que sugiere que existieron significantes variaciones en el balance hidrológico del lago. El intervalo temporal estimado para esta unidad es de 70000 años a 30000 años cal AP.

Unidad 2 (2.0 – 5.1 m). Está caracterizada por litotipos clásticos de grano fino con alto contenido de diatomeas (ALPA y ALPG2), que

indican que el sitio de muestreo fluctuó de una posición litoral a distal en un lago somero de aguas concentradas. Incluye a la tefra PTF y posiblemente también a la PTI. Su edad aproximada está entre ca. 30000 y 15000 años cal AP, lo que abarca el fin del EIM 3 (57000 – 29000 años), y el EIM 2 (29000 – 14000), periodo que incluye el Último Máximo Glacial.

Unidad 1 (0 – 2.0 m). Agrupa los litotipos con relativamente alto contenido de fracción clástica de tamaño arena y abundante materia orgánica (ArLPO y ArLPG). Resalta un ooze de diatomeas de 12 cm de espesor. Incluye la Tefra PTS. Abarca el fin de la deglaciación y el Holoceno, ca. los últimos 15000 años. El ambiente asociado con los litotipos encontrados es de un ambiente proximal en un lago somero eutrófico, alcalino a salino, de aguas concentradas, con un importante aporte de sedimentos clásticos y una alta productividad biológica. La edad de esta unidad es de 14000 a aproximadamente 5000 años cal AP.

EVOLUCIÓN DEPOSICIONAL DE LA CUENCA DE XOCHIMILCO E IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

En los 66.5 m que constituyen la secuencia litoestratigráfica maestra de este sitio en la subcuenca de Xochimilco se registran contrastantes variaciones en los ambientes de depósito inferidos a partir de los componentes sedimentarios. Al momento no se cuenta

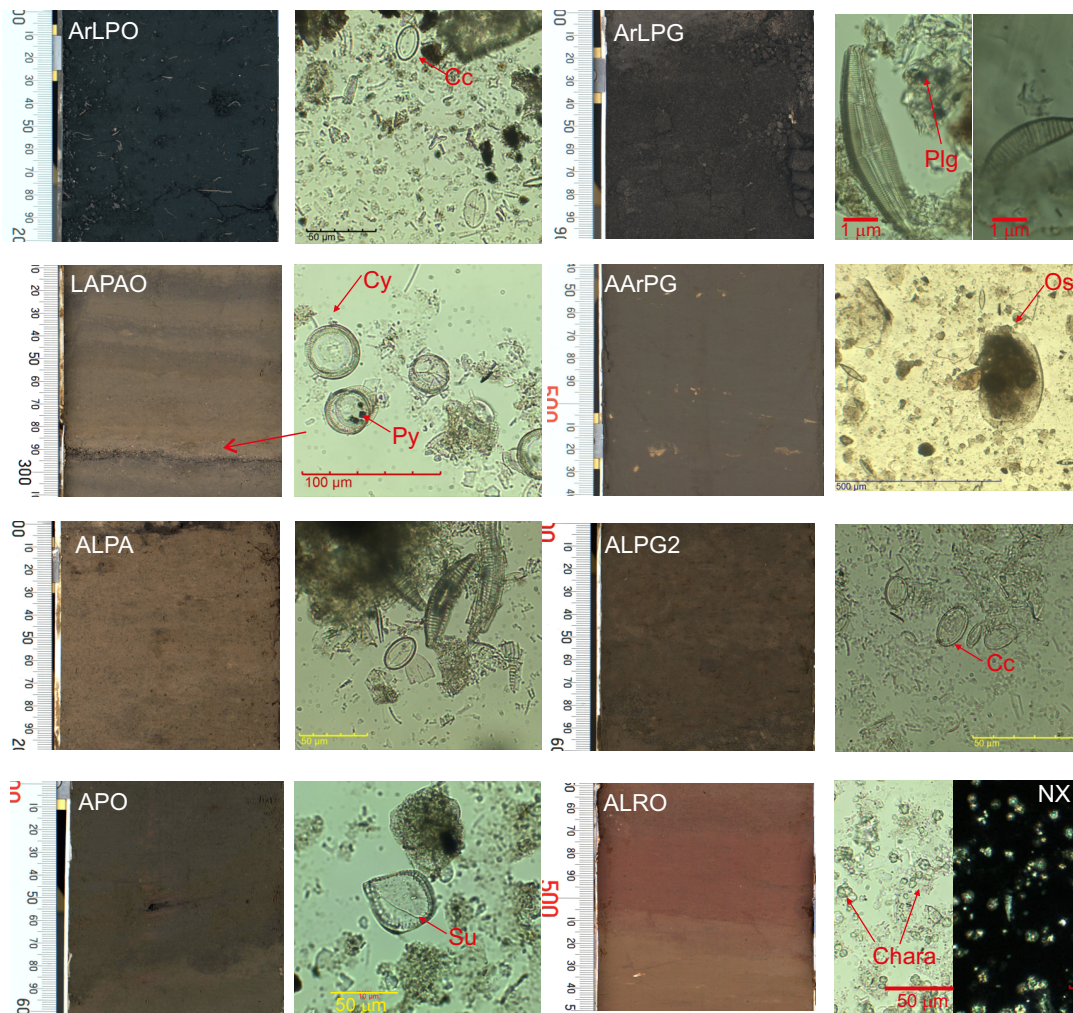


Figura 5. Imágenes de los núcleos de los principales litotipos, y algunos de sus componentes representativos observados en los frotis en luz paralela y nicóles cruzados (NX). La nomenclatura de los litotipos se indica en la Tabla 1. La escala vertical está en centímetros. Algunos componentes sobresalientes son cristales de silicatos Plg, diatomeas de los géneros: Cc *Cocconeis*, Cy *Cyclotella*, Su *Surirella*, St *Stephanodiscus*, Ep *Epithemia*; ostrácodos Os y restos de plantas vasculares Pv. Algas carofíceas (*Chara*), Py pirita. Se muestran las tefras Pómez Toluca Superior, Tutti Fruti y la que posiblemente es Pómez Toluca Inferior, así como depósitos volcanoclasticos félsicos (VF) y máficos (VM) encontrados intercalados en la secuencia lacustre.

continúa

con una escala temporal para toda la secuencia; sin embargo, aunque aún es hipotética la edad de los sedimentos más antiguos, los cambios reconocidos permiten inferir oscilaciones de escalas milenarias de etapas de niveles lacustres relativamente altos que están en general asociados a climas fríos, y periodos de niveles lacustres someros asociados a climas cálidos. En la Figura 7 se ilustra la reconstrucción de los cambios en el nivel lacustre, inferidos a partir de las características sedimentológicas y estratigráficas. Una característica que resulta notoria en los sedimentos de esta secuencia es su relativamente alto contenido de componentes biogénicos calcáreos, en comparación con los registros de la subcuenca de Chalco, ubicada al este de Xochimilco (e.g. Ortega-Guerrero et al., 2017; Valero-Garcés et al., 2021). Esta diferencia refleja que la subcuenca de Xochimilco ha tenido una menor subsidencia y que su sistema lacustre en general tuvo un tirante más somero.

Ya sea que la unidad 8 corresponda al EIM 8 o al EIM 10, ésta se formó durante una etapa glacial, bajo condiciones frías y húmedas, durante la cual existió un lago profundo, probablemente con la mayor profundidad de todo el registro analizado, en un ambiente estable con pocas variaciones. A esta fase le sigue una etapa de oscilaciones en el

nivel lacustre de periodo amplio (unidad 7), durante la fase final del EIM 8 (?) y la transición al EIM 7 (?). Posteriormente, durante el depósito de la unidad 6, probablemente durante el EIM 7 y la transición al EIM 6, ocurre una sedimentación rítmica que marca fluctuaciones de periodo más corto durante las que se suceden repetidamente condiciones de un lago relativamente más profundo cuyo nivel disminuye hasta convertirse en un lago muy somero de aguas más concentradas, para repetir nuevamente este patrón. La abundancia de componentes calcáreos en la unidad 6 sugiere que ésta representa una de las etapas de condiciones más secas de todo el registro.

Después de esta etapa de sedimentación cambiante y rítmica, se establece un lago relativamente profundo bajo condiciones estables (unidad 5). El fin de la sedimentación laminar hacia 26.6 m de profundidad en la cima de la unidad 5, cuya edad estimada es de 130000 años (transición EIM 6 – EIM 5), coincide con el cambio reconocido a 105 m de profundidad en Chalco, nivel a partir del cual también cesa la sedimentación laminar y al que se le asignó la misma edad (Ortega-Guerrero et al., 2017). En los sedimentos laminados de Chalco del fin del EIM 6 se encontraron diatomeas del género *Stephanodiscus*; sin embargo, éstas no han sido encontradas en la unidad 5, posiblemente

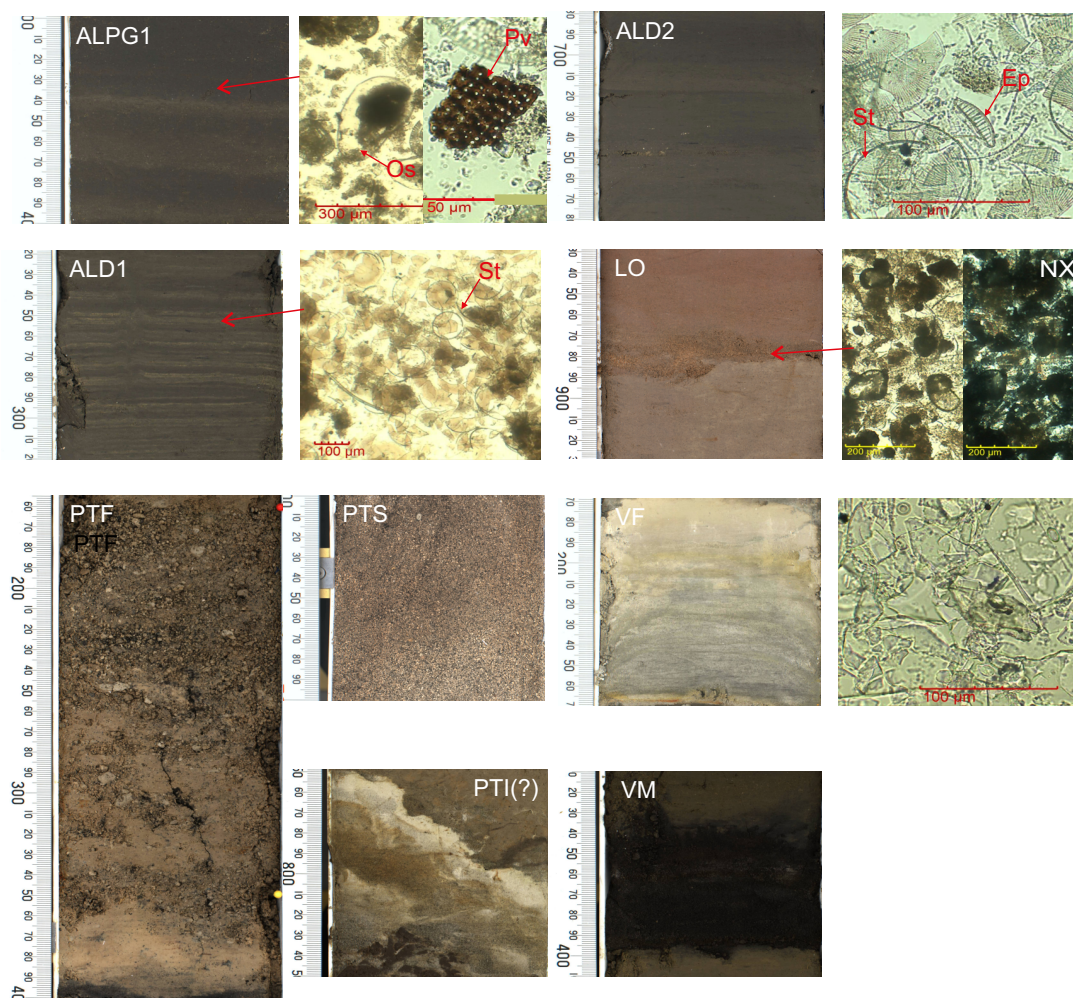


Figura 5 (cont.). Imágenes de los núcleos de los principales litotipos, y algunos de sus componentes representativos observados en los frotis en luz paralela y nícoles cruzados (NX). La nomenclatura de los litotipos se indica en la Tabla 1. La escala vertical está en centímetros. Algunos componentes sobresalientes son cristales de silicatos Plg, diatomeas de los géneros: Cc *Cocconeis*, Cy *Cyclotella*, Su *Surirella*, St *Stephanodiscus*, Ep *Epithemia*; ostrácodos Os y restos de plantas vasculares Pv. Algas carofíceas (*Chara*), Py pirita. Se muestran las tefras Pómez Toluca Superior, Tutti Fruti y la que posiblemente es Pómez Toluca Inferior, así como depósitos volcánoclasticos félsicos (VF) y máficos (VM) encontrados intercalados en la secuencia lacustre.

a que el lago en Xochimilco tuvo aguas más concentradas, que no favorecieron el desarrollo de ese género. Tanto las características de la estructura de los sedimentos (laminaciones), como la estimación de la edad (ca. 130000 años), permiten establecer una correlación estratigráfica entre ambas cuencas y una estimación temporal más confiable a partir de esta edad para la secuencia sedimentaria de Xochimilco.

En la unidad 4, durante el EIM 5, ocurren cambios rápidos y frecuentes en los niveles lacustres, que en general indican bajos niveles. En la etapa siguiente durante los EIM 4 y 3, en la unidad 3, ocurren periodos más prolongados con condiciones más estables que fueron predominantemente de niveles lacustres bajos, interrumpidos por periodos de aumento de nivel.

La unidad 2 tiene una temporalidad aproximada entre ca. 30000 y 15000 años cal AP, y aunque la recuperación de sus sedimentos fue fragmentada, se reconoce la transición del fin del EIM 3 al EIM 2, marcada en el registro analizado por un cambio de un lago somero a un lago ligeramente más profundo. Es notoria la ausencia en el registro de la Tefra Tláhuac (o Gran Ceniza Basáltica) de una edad estimada entre 28000 – 32000 años cal AP (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018b y referencias ahí incluidas). Esta tefra ha sido reconocida en las subcuencas de Chalco, en donde tiene un máximo de espesor de 0.98 m

(Ortega-Guerrero *et al.*, 2015), y en Texcoco, en donde presenta 0.17 m de espesor (Huddart y González, 2006), y se ha sugerido que su fuente es el volcán Teuhtli (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015). De acuerdo con los mapas de isopacas elaborados para esta tefra, en el sitio de estudio se esperaría que presentara un espesor de ca. 0.5 m. Es posible que esta tefra no haya sido colectada en el sondeo XOC17-I debido a la falta de recuperación de los sedimentos superiores entre 3.75 y 4.3 m de profundidad. Por otra parte, los depósitos volcánoclasticos encontrados en el núcleo XOC16-I de aproximadamente 15 m de espesor, entre 0.5 y 15.5 m de profundidad, no fueron reconocidos en el núcleo XOC17-I, ubicado a sólo 50 m de distancia del XOC16-I. Es posible que en el sitio del sondeo XOC16-I, el mecanismo de emplazamiento de este depósito haya erosionado los sedimentos lacustres formando una depresión en el terreno, que posteriormente fue rellenada por los mismos materiales volcánoclasticos. Las características del emplazamiento y espesor de un depósito volcánoclastico de semejante espesor sólo se explican si la fuente de emisión es cercana. El volcán Teuhtli, a 8.8 km de distancia al SW del sitio de estudio, es una fuente plausible de este depósito.

En la unidad 1, la deglaciación y el Holoceno temprano y medio (EIM 1, entre 14000 y 5000 años cal AP), están pobremente representados en este registro, en comparación de lo que se conoce en

Tabla 2. Edades de ¹⁴C de sedimentos del núcleo XOC17-I de Xochimilco, y de las tefras marcadoras Pómez Toluca Superior (PTS) y Pómez Tutti Frutti (PTF) encontradas en la secuencia.

Clave de laboratorio	Tefras	Profundidad (m)	Material fechado	Edad ¹⁴ C	Edad calibrada (2σ)	Edad media
	PTS	1.40				12300*
	PTF	2.61				17000**
Beta 487711		5.19	Sedimento orgánico	29890 ± 150 BP	34280 – 33701 cal AP	33990 cal AP
Beta 490535		6.00	Sedimento orgánico	31290 ± 160 BP	35578 – 34782 cal AP	35180 cal AP

* Arce et al. (2003). ** Sosa-Ceballos et al. (2012).

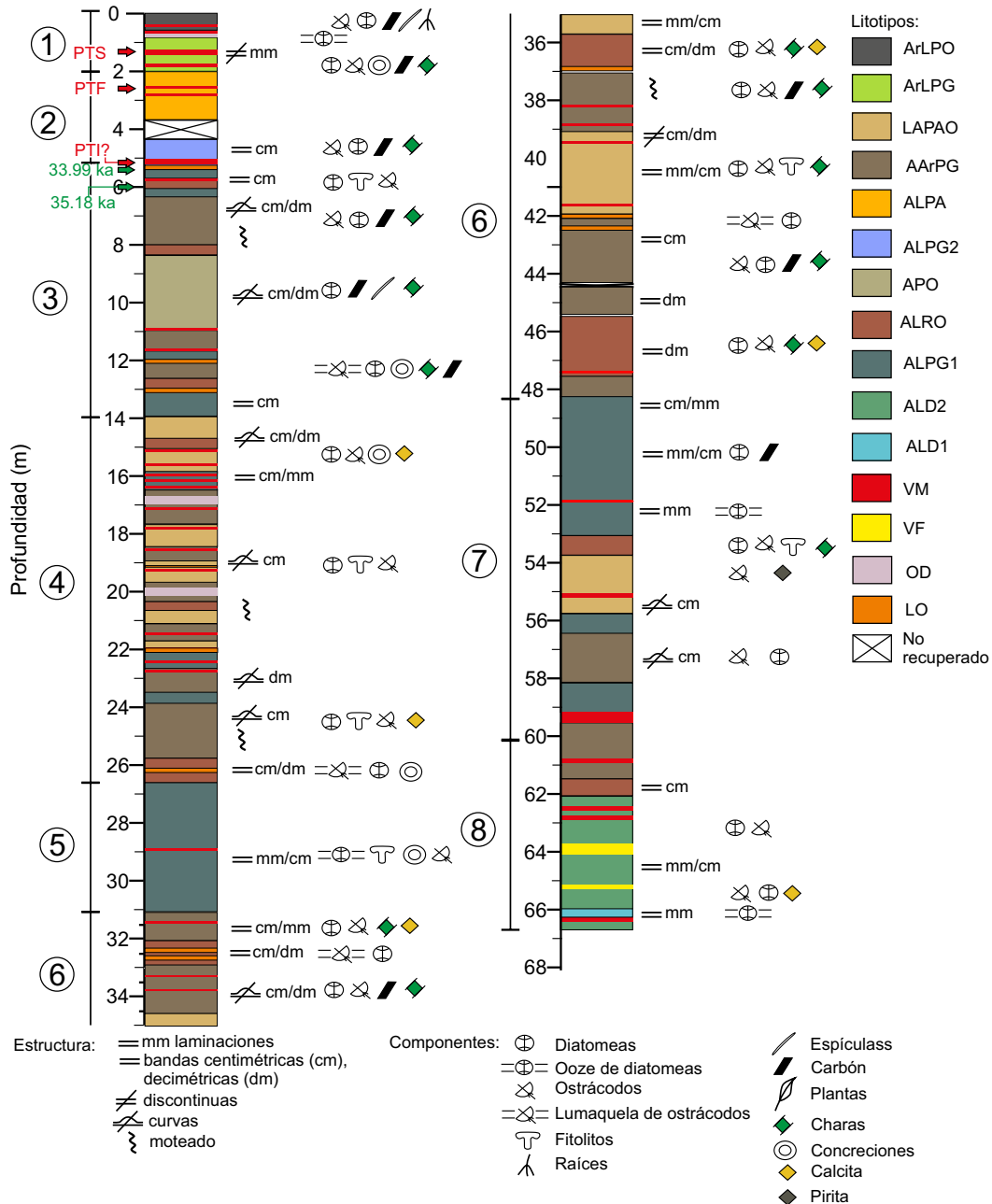


Figura 6. Litoestratigrafía de la secuencia maestra de los núcleos XOC16-I, XOC17-I y XOC18-I de Xochimilco. Los números en círculos corresponden a las unidades litoestratigráficas descritas. En las unidades 1 y 2 se indica la posición de las tefras Pómez Toluca Superior (PTS), Pómez Tutti Frutti (PTF), y la posible Pómez Toluca Inferior (PTI). Los números en verde en la parte superior de la unidad 3 corresponden a las edades de ¹⁴C calibradas en miles de años antes del presente (Tabla 2).

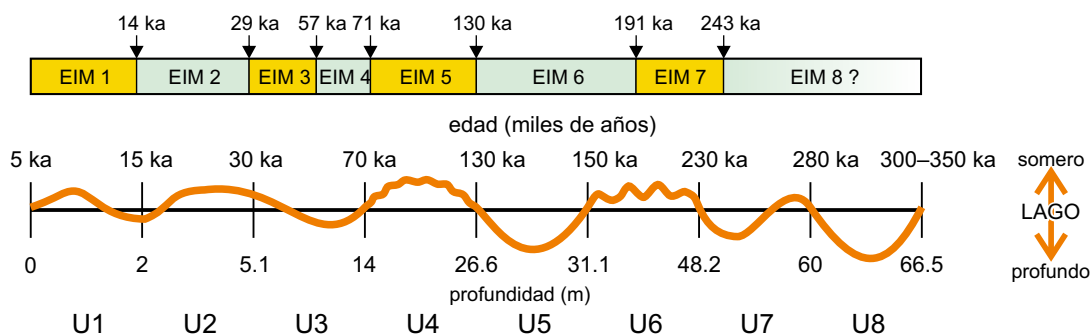


Figura 7. Reconstrucción de las oscilaciones en el nivel lacustre relativo de Xochimilco (somero - profundo), inferidas a partir de sus características sedimentológicas y estratigráficas. U1-U8 se refieren a las unidades litoestratigráficas definidas. Los límites de las unidades se indican en profundidad (m) y edad (en miles de años, ka), ambos tipos de límites sin escala. Se muestra la temporalidad de los Estadios Isotópicos Marinos (EIM) en miles de años (ka), de acuerdo a Lisiecki y Raymo (2005). Los EIM con número par (2-8) corresponden a glaciales, los de número impar (1-7) a 8 corresponden a interglaciales.

la vecina cuenca de Chalco (e.g. Caballero *et al.*, 2019; Valero-Garcés *et al.*, 2021). Tanto en este estudio como en trabajos previos en esta zona de Xochimilco, se infiere que se encuentra ausente el registro de los últimos 5000 años (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018), debido principalmente a actividades humanas. En esta secuencia se reconoce que durante el Holoceno temprano existió un cuerpo lacustre somero bajo condiciones climáticas secas, que cambió a un humedal o lago somero eutrófico, alcalino a salino, de aguas concentradas con alta productividad biológica.

CONCLUSIONES

La recuperación de sedimentos en tres sondeos realizados en la cuenca de Xochimilco, permitieron establecer una columna litoestratigráfica maestra para los 66.5 m superiores.

A partir de los componentes y las características estratigráficas de los sedimentos, se establecieron 8 unidades litoestratigráficas en la secuencia analizada, que reflejan variaciones mayores en el ambiente de depósito.

Aunque aún es preliminar el modelo de edad, la secuencia sedimentaria analizada puede abarcar desde 300000 – 350000 años hasta 5000 años cal AP.

Durante ese extenso intervalo temporal, se reconocen cambios en los sedimentos que señalan fluctuaciones climáticas mayores, dentro de los ciclos glaciales/interglaciales. Los sedimentos laminados de la unidad 8, ca. 350000 – 300000 a 280000 años, y la unidad 5, ca. 150000 a 130000 años, documentan las condiciones más frías y húmedas y los mayores niveles lacustres registrados, correspondientes posiblemente a los Estadios Isotópicos Marinos (EIM) 8 y 6, respectivamente.

En las unidades litoestratigráficas 6 y 4 se identifican los menores niveles lacustres, principalmente asociados a la transición EIM 7-6 y al EIM 5, respectivamente.

A partir de ca. 70000 años en las unidades 3, 2 y 1, las fluctuaciones ambientales registradas y los niveles lacustres inferidos son de menor amplitud, y en general indican condiciones relativamente secas con intervalos de mayor humedad.

La reconstrucción de las condiciones ambientales en Xochimilco a partir de la transición EIM 6- EIM 5 (130000 años), correlacionan cercanamente con las inferidas en la cuenca de Chalco.

La secuencia analizada tiene gran potencial para llevar a cabo reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas de escalas milenarias, para los cuales este trabajo constituye el punto de partida.

Las inferencias derivadas en este trabajo permitirán documentar

las diferentes historias y evolución de los diversos cuerpos lacustres de la cuenca de México.

La información de este estudio y de los subsecuentes, contribuyen a elaborar modelos de la evolución geológica y climática del sur de la cuenca de México.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN107416, IN105918 y IN106620. Los estudiantes que colaboraron en este trabajo fueron apoyados con becas de maestría del CONACyT (G. Cruz), de proyectos PAPIIT IV100215 (S. García), e IN105918 (C. Salinas), y del Instituto de Geofísica (I. Reyes).

La Dra. Susana Sosa y el Lic. Marco Albán Albarrán colaboraron en el trabajo de laboratorio. Se agradece el apoyo de las autoridades del Vivero Nezahualcōyotl por las facilidades brindadas para llevar a cabo la colecta de sedimentos, y a los ingenieros de *tgc Geotecnia* Enrique Santoyo, Mario Trigo, Nelly Segura y Amando López por su invaluable apoyo en la perforación. Las autoras agradecen los comentarios de la Dra. Isabel Israde Alcántara y de un revisor anónimo, que contribuyeron a mejorar sustancialmente el manuscrito original.

REFERENCIAS

- 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*, vol. 115, 230-248, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0230:tkpeon>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0230:tkpeon>2.0.co;2)
- 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, DOI: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2018.2.649>.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974, Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 85(6) 901-906, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<901:lpehon>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<901:lpehon>2.0.co;2)
- Bloomfield, K., Valastro Jr., S., 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico: *Overseas Geology and Mineral Resources*, 46, 1-15.
- Bradbury, J., 1989, Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México: *Quaternary Science Reviews*, 8(1), 75-100.

- Bronk Ramsey, C., 2009, Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360, DOI: <https://doi.org/10.1017/s0033822200033865>
- Bücker, M., Lozano García, S., Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Pérez, L., Caballero, L., Pita de la Paz, C., Sánchez-Galindo, A., Villegas, F.J., Flores Orozco, A., Brown, E., Werne, J., Valero Garcés, B., Schwab, A., Kemna, A., Sánchez-Alvaro, E., Launizar-Martínez, N., Valverde-Placencia, A., Garay-Jiménez, F., 2017, Geoelectrical and Electromagnetic Methods Applied to Paleolimnological Studies: Two Examples from Desiccated Lakes in the Basin of Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 279-298. DOI: <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2017v69n2a1>
- Caballero, M., Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Correa-Metrio A. 2019. Quantitative estimates of orbital and millennial scale climatic variability in central Mexico during the last ~40,000 years. *Quaternary Science Reviews* 205, 62-75, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.002> ISSN 0277-3791
- Capra, L., Carreras, L.M., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006, The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México, *en* Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A perspective from México: Geological Society of America Special Papers, 402, Penrose Conference Series, 155-173. DOI: [https://doi.org/10.1130/2006.2402\(07\)](https://doi.org/10.1130/2006.2402(07))
- Cruz Fitz, G.V., 2019, Estratigrafía y análisis paleoclimático y paleoambiental del Cuaternario tardío en la cuenca de Xochimilco, centro de México: Ciudad de México, México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 105 pp.
- Fritz, S., Baker, P., Seltzer, G., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, L., 2007, Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project: *Quaternary Research*, 68, 410-420.
- Hodell, D., Anselmetti, F., Brenner, M., Ariztegui, D., the PISDP Science Party, 2006, The Lake Petén Itzá scientific drilling project: *Scientific Drilling*, 3, 25-29.
- Huddart, D., González, S., 2006, A review of environmental change in the Basin of Mexico (40000-10000 BP) implications for early humans. In: *Proceedings of the 1st International Symposium Early Humans in America*: Instituto Nacional de Antropología e Historia, Colección Científica, Serie Antropología, 77-105.
- Israde Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano García, M.S., Bischoff, J., Domínguez Vázquez, G., Garduño Monroy, V.H., 2010, Evolución paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 345-357.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records: *Paleoceanography*, 20, PA1003, DOI: [10.1029/2004PA001071](https://doi.org/10.1029/2004PA001071)
- Lorenzo, J., Mirambell, L., 1986, Tlapacoya: 35,000 años de historia en el Lago de Chalco: Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, Colección Científica, Serie Prehistoria, 155, 297 pp.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., 1994, Palynological and Magnetic Susceptibility Records of Chalco Lake, Central México: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 177-191.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García, P.A., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central México, *en* Link, K.P., Kowallis, B.J., (eds.), *Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology*, Utah, Nevada, southern Idaho and Central México: *Brigham Young University, Geology Studies*, 42(1), 493-528.
- Mooser, F., 1967, Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años: *Boletín INAH*, 30, 12-15.
- Ortega-Guerrero B., Albarrán-Santos M.A., Caballero M., Reyes-Corona I., Gutiérrez-Méndez B., Caballero-García, L., 2018a, Reconstrucción paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco, centro de México, entre 18000 y 5000 años antes del presente: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35(3), 254-267, DOI: <http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2018.3.779>
- Ortega-Guerrero, B., Caballero-García, L., Linares-López, C., 2018b, Tephrostratigraphy of the late Quaternary record from Lake Chalco, central México: *Journal South American Earth Sciences*, 81, 122-140. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.009> ISSN 0895-9811
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Herrera-Hernández, D., Caballero, M., Beramendi-Orosco, L., Bernal, J.P., Torres-Rodríguez, E., Avendaño-Villeda, D., 2017, Lithostratigraphy and physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central Mexico: *Journal South American Earth Sciences*, 79, 507-524, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.003> ISSN 0895-9811
- Ortega Guerrero, B., Lozano García, M.S., 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 de México*, 67(2), 185-201, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2015v67n2a4>
- Palerm, A., Wolf, E., 1972, *Agricultura y civilización en Mesoamérica*: México, Ed. Sep-Setentas, 32, 215 pp.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., ... Talamo, S., 2020, The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757, doi:10.1017/RDC.2020.41
- Rodbell, D.T., Abbott, M.B., 2012, Workshop on Drilling of Lake Junin, Peru: Potential for Development of a Continuous Tropical Climate Record: *Scientific Drilling*, 13, 58-60, <https://doi.org/10.5194/sd-13-58-2012>
- Schnurrenberger, D., Russell, J., Kelts, K., 2003, Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components: *Journal of Paleolimnology*, 29(2), 141-154, <https://doi.org/10.1023/a:1023270324800>
- Sedov, S., Lozano-García, S., Solleiro-Rebolledo, E., McClung de Tapia, E., Ortega-Guerrero B. Sosa-Nájera, S., 2010, Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico: *Geomorphology* 122(3-4), 309-322, DOI 10.1016/j.geomorph.2009.09.003
- Siebe, C., Macías, J.L., 2006, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlan stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, *en* Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre, G. (eds.), *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: a Perspective from Mexico*: Geological Society of America. Special Paper 402, 253-329.
- Siebe, C., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999, Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México: *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), 1550-1562, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1550:mbeial>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1550:mbeial>2.3.co;2)
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005, Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225-243.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997, Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, East-Central Mexico (fieldtrip guidebook): Puerto Vallarta, Jalisco, México, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly, 19-24.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012, A caldera-forming eruption ~14,100 ^{14}C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 27-40, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001>
- 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.
- Valero-Garcés, B., Stockhecke, M., Lozano-García, S., Ortega, B., Caballero, M., Fawcett, P., Werne, J. P., Brown, E., Najera, S. S., Pearthree, K., McGee, D., Hodgetts, A.G.E., Martínez, R., 2021, Stratigraphy and Sedimentology of the Upper Pleistocene to Holocene Lake Chalco Drill Cores (Mexico Basin). *Limnogeology: Progress, Challenges and Opportunities*: Springer International Publishing, 415-443, DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-030-66576-0_14

Manuscrito recibido: marzo 22, 2022

Manuscrito corregido recibido: junio 11, 2022

Manuscrito aceptado: junio 13, 2022