



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MEXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“Análisis e interpretación de
sedimentos lacustres de Xochimilco
para el entendimiento de la evolución
limnológica, geológica y ambiental de
la cuenca de México”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A:

Claudio Salinas Orta

DIRECTOR DE TESIS:

Dra. Beatriz Ortega Guerrero



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de datos

1. Datos del alumno

Salinas

Orta

Claudio

5564581303

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

313180439

2. Datos del tutor

Dra.

Beatriz

Ortega

Guerrero

3. Datos del presidente

Dra.

Margarita

Caballero

Miranda

4. Datos del vocal

Dra.

Elsa

Arellano

Torres

5. Datos del suplente 1

Dra.

Lyssette Elena

Muñoz

Villers

6. Datos del suplente 2

Dra.

Daisy

Valera

Fernández

Agradecimientos

A mi tutora, la Dra. Beatriz, quien sin su permanente apoyo no hubiera sido posible el inicio y finalización de este trabajo. Su compromiso, dedicación, paciencia, conocimientos y enseñanzas fueron invaluable durante mi formación académica. Sin duda alguna, ella ha sido un pilar fundamental en la continuidad y conclusión de mis estudios. Gracias a su confianza y a las oportunidades que me ha brindado, he crecido tanto en lo profesional, como en lo personal. ¡Muchas gracias, Dra.!

A mis padres, quienes siempre y en todo momento creyeron en mí, quienes con sacrificio y amor me han proporcionado los medios para forjarme como un ser de provecho y con valores. Quienes todo el tiempo antepusieron mis necesidades en vez de las suyas, quienes me han mostrado con su ejemplo el camino del éxito, y que gracias a ello juntos hemos conseguido este gran logro. A ustedes, papás, les agradezco infinitamente el dejarme el mejor legado para la vida: felicidad, amor, compromiso y conocimiento.

A mi hermana, quien ha sido mi mayor ejemplo de compromiso y dedicación. Su coraje, deber y empeño en lograr sus objetivos, me sirvieron para poder alcanzar los míos.

A mi compañera de vida, Samantha, con quien he compartido los años más bellos y felices de mi vida, y que junto a su lado, estos logros se disfrutaban más. Gracias a tu incondicional amor y apoyo, así como a tu gran ejemplo de lucha y éxito, me han motivado a salir adelante en mi vida, o mejor dicho, en nuestra vida.

A mis sinodales, quienes con su compromiso, conocimientos y excelente disposición, aportaron de forma sustancial a la mejora de este trabajo. Cada una de ellas me ha apoyado y contribuido en mis estudios de licenciatura, desde la introducción al maravilloso mundo de la paleoclimatología, hasta los buenos deseos en mi vida futura.

La realización de esta tesis fue posible gracias al financiamiento de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN105918, IN106620 e IN107822. El proyecto IN105918 otorgó una beca para la conclusión de estudios y elaboración de esta tesis.

“No hay nada que puedas hacer que no pueda hacerse”

All you need is love, The Beatles

Contenido

Hoja de datos	2
Agradecimientos	3
Resumen	7
I. Introducción	9
1.1. El sistema climático	9
1.2. La evidencia indirecta del clima del pasado: archivos climáticos y paleoindicadores	11
1.3. Características de los lagos y sedimentación lacustre	11
II. Objetivos	13
Objetivo general	13
Objetivos particulares	13
III. Justificación y planteamiento del problema	14
IV. Antecedentes	15
V. Descripción zona de estudio	16
4.1. Faja Volcánica Transmexicana	16
4.2. Cuenca de México	18
4.2.1. Sierra de las Cruces	18
4.2.2. Sierra Nevada	18
4.2.3. Campo volcánico de la Sierra del Chichinautzin	20
4.3. Formación de la cuenca de México	20
4.4. Clima de la cuenca de México	21
4.5. Otros aspectos importantes en la CM	22
4.6. Subcuenca de Xochimilco	22
VI. Materiales y métodos	24
6.1. Obtención de las secuencias sedimentarias	24
6.2. Elaboración de frotis	25
6.3. Susceptibilidad magnética	26
6.4. Fluorescencia de rayos X (FRX): medición de elementos mayores y elementos traza	26
6.5. Medición de carbono total (CT), carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT) y nitrógeno (N)	27
6.7. Elaboración y edición de las columnas estratigráficas y las figuras	28
VII. Resultados	29
7.1. Litofacies XOC18-I	29

7.2. Estratigrafía.....	30
7.3. Litofacies XOC19-II	34
7.4. Estratigrafía.....	37
7.5. Modelo de edad.....	41
VIII. Discusión	43
8.1. Historia paleolimnológica de XOC18-I	45
8.2. Historia paleolimnológica de XOC19-II	47
8.3. Comparación con otros estudios en la cuenca de México	52
IX. Conclusiones.....	57
Referencias.....	59

Resumen

Los sedimentos lacustres son importantes archivos que almacenan los cambios ambientales ocurridos en un lugar y tiempo determinados. A partir de ellos, se puede inferir la historia y evolución de los sistemas lacustres, por lo que han sido ampliamente utilizados en la reconstrucción de las condiciones climáticas y ambientales del pasado. En la cuenca de México, el estudio de sedimentos lacustres ha permitido conocer e identificar los procesos físicos, químicos, biológicos y geológicos que determinaron las condiciones ambientales en esta área durante los últimos miles de años (Pleistoceno-Holoceno). La mayoría de los trabajos de esta índole en la cuenca de México se han enfocado en el lago de Chalco. Sin embargo, la necesidad de ampliar y mejorar la resolución de la información paleolimnológica, han generado la implementación de nuevos proyectos, como la obtención de nuevas secuencias en la cuenca de Xochimilco. No obstante, aún los trabajos en esta cuenca son insuficientes para lograr los objetivos deseados, por lo que este trabajo fue concebido para esclarecer e integrar la información paleoambiental disponible en Xochimilco y Chalco. De esta manera, el presente trabajo contribuyó al conocimiento de la evolución de la cuenca de México, describiendo las condiciones en las que los sedimentos de dos sondeos, XOC18-I y XOC19-II, fueron depositados, así como las fluctuaciones ocurridas en el medio, durante los últimos ~41,000 años AP, para el caso de XOC19-II, y posiblemente, hasta casi 120,000 años AP, para el caso de XOC18-I. También se propuso una correlación entre las distintas secuencias de Xochimilco y Chalco a partir de estas edades y de las semejanzas entre las fluctuaciones de los parámetros de Ca/Ti, susceptibilidad magnética, porcentaje de diatomeas halófilas y presencia de marcadores estratigráficos, como Pómez Tutti Frutti y Tefra Tláhuac.

Las condiciones ambientales dominantes reconocidas en XOC18-I muestran niveles lacustres someros, con la presencia de diatomeas halófilas-alcalófilas, tales como *Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata*, *Surirella* sp. y *Cyclotella meneghiniana*. La constante presencia de ostrácodos asociados a calcita y a sedimentos de textura gruesa indican intervalos de saturación de carbonatos en la columna de agua, relacionados con frecuentes periodos de intensa evaporación, sequía y bajo aporte terrígeno en la cuenca de Xochimilco.

Por su parte, el registro de XOC19-II, que sí cuenta con un marco cronológico gracias a los nuevos fechamientos por ^{14}C reportados en este trabajo, permite diferenciar a grandes rasgos cinco etapas climáticas en la cuenca de Xochimilco. La primera, entre 41,000 años cal AP-25,900 años cal AP, con una dominancia de climas relativamente secos con bajo aporte detrítico y de materia orgánica terrestre, que favorecieron la existencia de un lago somero, salino y con pH alcalino. La segunda, entre ~25,900-21,100 años cal AP (etapa correspondiente al Último Máximo Glacial), caracterizada por la expansión de la vegetación terrestre y con el reconocimiento de condiciones lacustres neutras y someras. Para la tercera etapa, entre ~17,600-11,800 años cal AP (deglaciación), se registra una abundante concentración de vegetación acuática, con niveles lacustres someros y pH neutro a ligeramente alcalino. Estas dos últimas etapas también se caracterizan por la presencia de una gran concentración de materia orgánica y de diatomeas de ambientes circumneutrales (*Cocconeis placentula*, *Gomphonema* sp. y *Staurosira* sp.), acompañadas de intensas fluctuaciones en el nivel y pH lacustre asociadas a un intenso volcanismo.

Hacia la cuarta etapa, comprendida entre ~11,100-8,200 años cal AP (Holoceno temprano), Xochimilco experimenta un cambio drástico a condiciones de evaporación y sequía, las más intensas de todo el registro. La quinta, y última etapa, entre ~7,100-500 años cal AP (Holoceno medio-tardío), se caracteriza por inestabilidad lacustre atribuida, en parte, a las actividades humanas de la época. En consecuencia, se reconocen en el mismo ensamblaje de diatomeas la presencia de *C. placentula*, *Staurosira* sp. y *Pseudostaurosira brevistriata*, sugiriendo la existencia de un lago somero y neutro, junto con *C. clypeus*, *A. costata* y *C. meneghiniana*, indicando intervalos de aumento en el pH y en la concentración de sales.

I. Introducción

En este apartado se abordarán los componentes y características del sistema climático terrestre. Así como las herramientas utilizadas para su estudio, destacando la importancia de los archivos climáticos, principalmente los sedimentos lacustres.

1.1. El sistema climático

El clima de la Tierra siempre ha estado en constante cambio, desde su formación hasta la actualidad. Ha modificado el paisaje que nos rodea, ha influenciado la evolución de todas las formas de vida y ha determinado las condiciones para el desarrollo económico, cultural y social del ser humano (Burroughs, 2007). El clima es un complejo conjunto de procesos físicos, químicos, biológicos, geográficos, geológicos y astronómicos que interactúan a distintas escalas temporales y espaciales (Bigg, 2003). A este complejo sistema se le conoce como **sistema climático terrestre**.

El sistema climático es impulsado por la circulación general de la atmósfera y sus relaciones entre los componentes que lo constituyen: hidrosfera, geosfera, biosfera y criosfera (Cohen, 2003) (Figura 1). Estas interacciones se dan de forma no-lineal (de ahí su complejidad) (Bradley, 2015), ya que cada uno de estos sistemas responden a distintas escalas de tiempo y espacio (Figura 2).

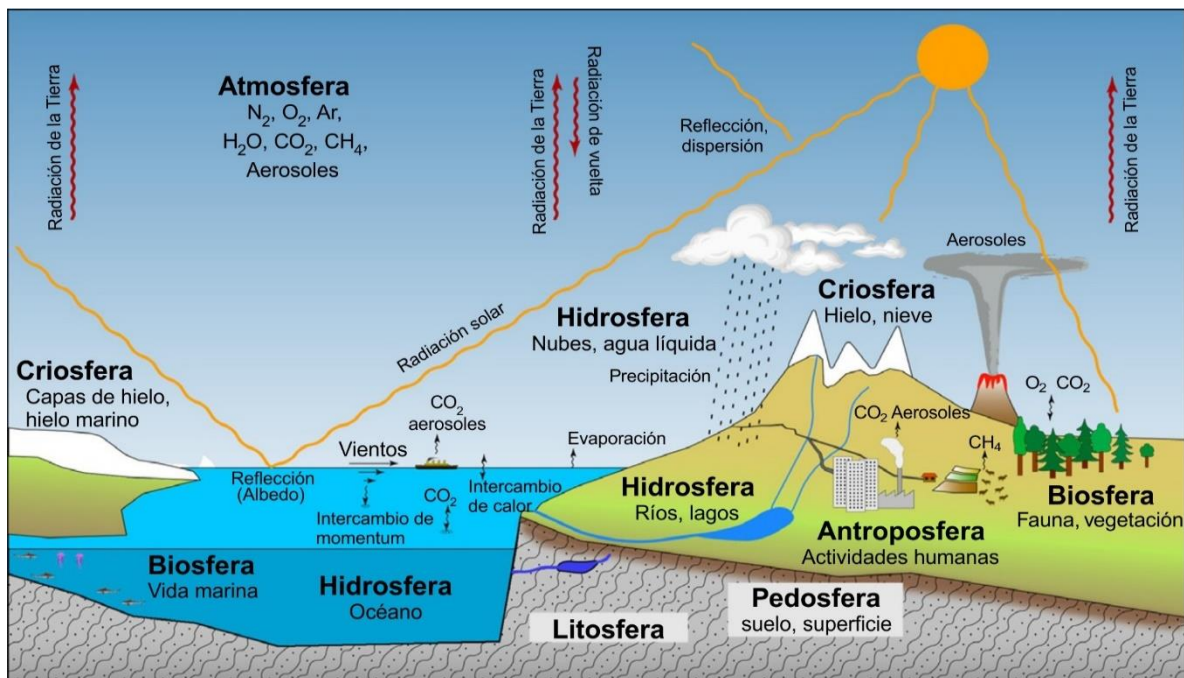


Figura 1. Ilustración de los mayores componentes del sistema climático de la Tierra que están interconectados y acoplados físicamente a través de flujos de intercambio de energía, momento y materia, y acoplados biogeoquímicamente a través de flujos de carbono y otras sustancias. Modificada de Stocker (2013).

Todos los sistemas o subsistemas mencionados tienen vínculos muy estrechos entre ellos, de tal manera que cualquier perturbación en alguno de ellos puede generar cambios compensatorios en todo el sistema climático (Bradley, 2015). Estos cambios, denominados **procesos o mecanismos de retroalimentación**, pueden amplificar o reforzar un cambio inicial, o bien, disminuir o mitigar dicho cambio (Trujillo y Thurman, 2011; Bradley, 2015).

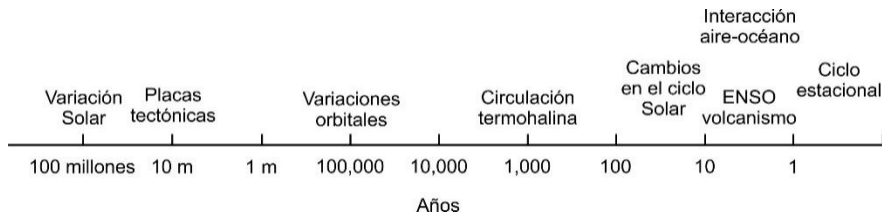
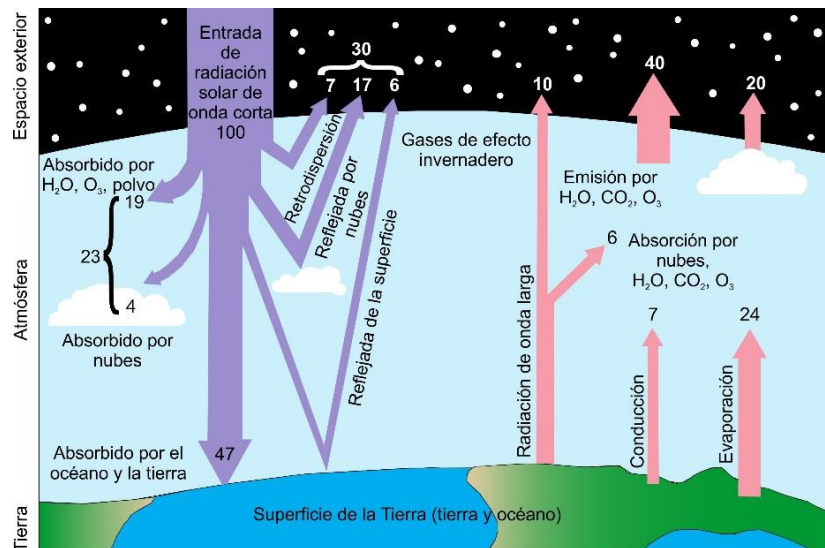


Figura 2. Temporalidad de algunos procesos que afectan el sistema climático. Modificada de Bigg (2007).

La mayoría de las interacciones del sistema climático están reguladas por la principal fuente de energía del planeta, el Sol. El sistema es impulsado por la radiación de onda corta (mayoritariamente luz visible) proveniente del Sol, con emisión de radiación infrarroja de onda larga hacia el espacio, manteniendo así un equilibrio térmico (Bigg, 2003) (Figura 3). Algunos factores naturales, como la actividad solar, variaciones en los parámetros orbitales (excentricidad, oblicuidad y precesión), erupciones volcánicas, la deriva continental e inclusive el impacto de cuerpos celestes pueden afectar la energía entrante o saliente del sistema Tierra, desencadenando **forzamientos climáticos** (Bigg, 2003; Trujillo y Thurman, 2011; Bradley, 2015). Aquellos que causan cambios en el sistema climático, pero que no se ven afectados por esos cambios, son forzantes externos (los ya mencionados). Mientras que aquellos que son generados por las interacciones entre las diferentes partes del sistema son llamados forzantes internos, tales como la circulación oceánica (circulación termohalina) y la circulación atmosférica (movimientos de masas de aire, celdas de convección) (Trujillo y Thurman, 2011; Bradley, 2015). Todos ellos formando parte de la variabilidad **natural** del sistema climático.

Figura 3. Balance energético de la Tierra. La radiación solar de onda corta que llega a la Tierra es reflejada, dispersada y absorbida por varios componentes del sistema tierra-atmósfera. La energía absorbida se irradia al espacio como radiación infrarroja de onda larga (calor). Si esta radiación no sale de la Tierra, se producirá un calentamiento global. Modificada de Trujillo y Thurman (2011).



La otra escala de variabilidad climática es la **antropogénica**. Las actividades humanas generan una red compleja de impactos climáticos (Burroughs, 2007) que se han observado desde inicios del Holoceno, especialmente a partir del inicio de la Revolución Industrial (1850) (Nikolov y Petrov, 2014) y a una mayor velocidad desde el auge económico y demográfico posterior a la Segunda Guerra Mundial (Tolotti *et al.*, 2018). Las afectaciones y actividades antropogénicas no solo se deben a la exponencial emisión de gases de efecto invernadero, particularmente CO₂, sino también por la emisión de aerosoles, deforestación, desertificación, expansión demográfica y explotación descontrolada de recursos naturales.

Dichas actividades traen como consecuencia la destrucción de hábitats, extinciones masivas, contaminación del suelo, aire y agua, alteraciones en los ciclos biogeoquímicos, aumento de la temperatura y del nivel del mar, incremento en la actividad de huracanes, sequías, inundaciones, entre otros (Burroughs, 2007; Trujillo y Thurman, 2011; Nikolov y Petrov, 2014).

En la actualidad, se cuentan con distintas herramientas, como satélites y modelos climáticos, que nos proporcionan información de cómo ha cambiado el sistema Tierra en el pasado y de cómo se comportará en el futuro. Sin embargo, dada la corta temporalidad de los satélites y registros históricos, se deben hacer uso de otras líneas de evidencia o fuentes de **información paleoclimática** (Bradley, 2015).

1.2. La evidencia indirecta del clima del pasado: archivos climáticos y paleoindicadores

Sedimentos lacustres y marinos, núcleos de hielo, depósitos de cuevas (espeleotemas), anillos de árboles, fósiles biológicos, loess y paleosuelos son algunos de los archivos naturales donde se preservan evidencias de las condiciones climáticas pasadas a través de indicadores o **proxies** (Bradley, 2015). Cuando los proxies son correctamente fechados dentro del contexto geológico del sistema en que fueron depositados (Sageman y Lyons, 2003), representan una herramienta fundamental para conocer cómo ha cambiado el clima de la Tierra a través de largas series de tiempo.

Otra ventaja del uso de proxies es la gran variedad de parámetros ambientales que se pueden inferir a partir de ellos, como es el caso del grosor de los anillos de árboles, ya que su anchura depende de la temperatura, la precipitación y la disponibilidad de agua subterránea (Burroughs, 2007). Además, se puede contar con el uso de estudios multiproxy para obtener una reconstrucción más completa, confiable y mejor calibrada, y con esto se pueden validar las inferencias de cambio ambiental con las diversas señales que muestre cada proxy (Saulnier-Talbot, 2016).

1.3. Características de los lagos y sedimentación lacustre

A menudo, los lagos son definidos como cuerpos naturales de agua rodeados de tierra (Cohen, 2003; Ji, 2008). Pero una definición más precisa y completa es la siguiente: *los lagos son sistemas dinámicos formados principalmente por procesos geológicos, volcánicos o tectónicos. En ellos se acumulan archivos (sedimentos) de alta resolución sensibles a los cambios locales y regionales. En consecuencia, reflejan los cambios ambientales, climáticos y tectónicos del medio que los rodea* (Schnurrenberger, 2003; Ji, 2008; Bradley, 2015). Los lagos tienen una gran importancia social, pues actúan como: (a) suministros de agua para consumo humano, irrigación y uso industrial; (b) recreación; (c) control de inundaciones; (d) generación de energía y (e) navegación (Ji, 2008).

La disciplina que se encarga de estudiar los cambios ambientales y ecológicos de los lagos en el pasado, basándose en los proxies almacenados en los archivos sedimentarios es la **paleolimnología** (Tolotti, *et al.*, 2018). La composición de estos archivos o sedimentos lacustres depende del material transportado y depositado en el lago (material alóctono) y del producido dentro del mismo (material autóctono) (Bradley, 2015). Estos componentes son de naturaleza (1) clástica o terrígena, constituido por el intemperismo de la corteza continental o de fuentes volcánicas (Sageman y Lyons, 2003); (2) química, constituido por precipitación inorgánica (Bradley, 2015) y remineralización de materia orgánica (Sageman

y Lyons, 2003); (3) biogénica, conformado por la materia orgánica y los restos de organismos, como polen, diatomeas, ostrácodos, fitolitos, entre otros (Sageman y Lyons, 2003; Bradley, 2015) (Figura 4); y (4) de origen cosmogónico, aunque en muy poca proporción.

Las características, patrones, distribución, calidad, deposición y preservación de los sedimentos lacustres dependen de una serie de factores físicos, químicos, biológicos y humanos. Dentro de los factores físicos y químicos se encuentran: clima de la cuenca, entradas y salidas hidrológicas, distribución de luz y calor dentro del lago, y circulación interna (corrientes, mezcla vertical). Los factores geológicos incluyen: formación, morfología y evolución del lago, y geodinámica (sismos y erupciones volcánicas). Los factores biológicos son: productividad orgánica y ciclos biogeoquímicos. Y dentro de los factores humanos están: deforestación, agricultura, urbanización, explotación hidroeléctrica y recreación (Cohen, 2003; Tolotti *et al.*, 2018).

Algunas de las ventajas de los sedimentos lacustres en comparación con otros archivos paleoambientales incluyen: amplia temporalidad (de 10,000 a 1 millón de años) (Bradley, 2015), gran distribución geográfica, alta resolución, abundante información ambiental y adecuada continuidad de los registros (Chen *et al.*, 2004).

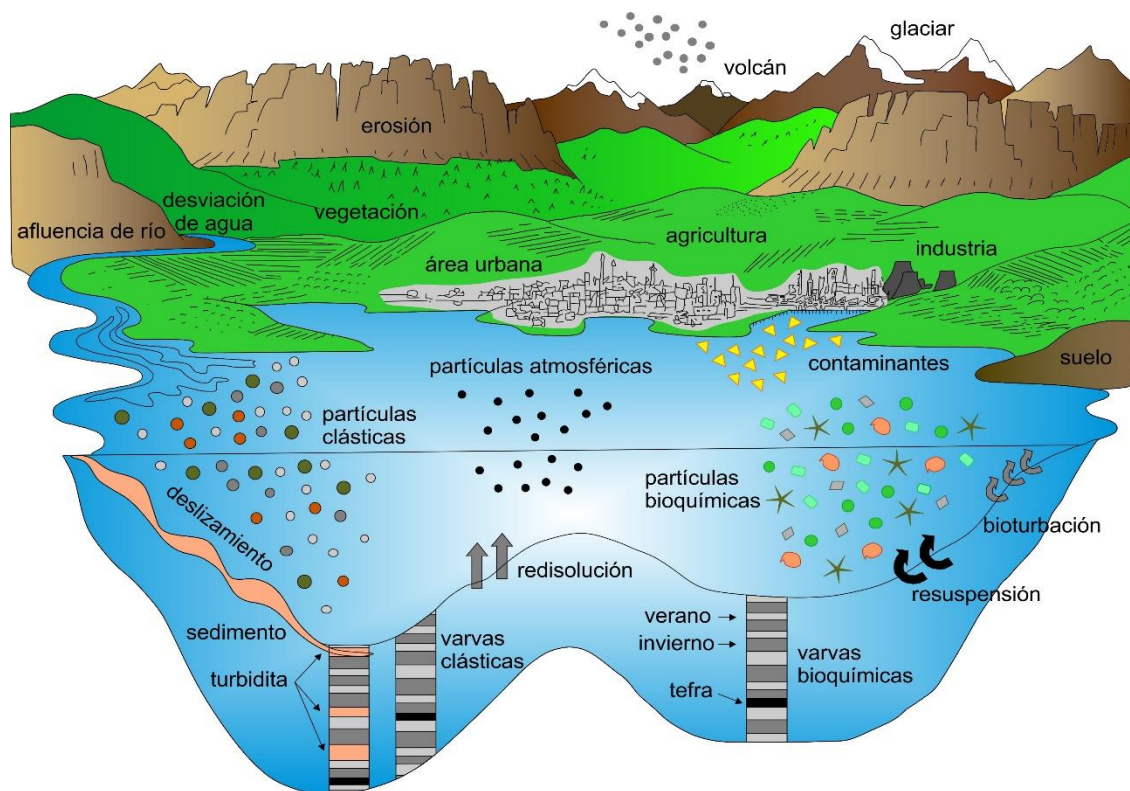


Figura 4. Componentes autóctonos y alóctonos de los lagos y de las secuencias sedimentarias acumuladas en ellos, así como sus fuentes y procesos físicos y químicos involucrados en estos sistemas. Modificada de Tolotti *et al.* (2018).

II. Objetivos

Objetivo general

Interpretar las variaciones en las propiedades físicas, químicas y biológicas de los sedimentos lacustres de Xochimilco y su relación con los cambios ambientales ocurridos durante el Pleistoceno-Holoceno.

Objetivos particulares

- Establecer la estratigrafía de dos secuencias sedimentarias (XOC19-II y XOC18-I) a través del reconocimiento de las estructuras y facies sedimentarias, así como de sus componentes clásticos, biogénicos y químicos.
- Correlacionar la estratigrafía de las secuencias sedimentarias analizadas con trabajos previos en la cuenca de México (XOC16-I, XOC17-I y CHA08), y proponer una historia ambiental, limnológica y geológica del área.
- Aportar información para el entendimiento de la evolución geológica y ambiental en la cuenca sur del Valle de México, ya que los estudios paleoambientales son muy escasos.

III. Justificación y planteamiento del problema

Para conocer el presente y predecir el futuro, se debe entender el pasado (Chen et al., 2004).

Los registros ambientales han provisto de evidencias sobre la historia y evolución del sistema climático terrestre, ya que nos han ayudado a entender cómo funciona y qué factores lo influyen. Además, nuestra visión a futuro sobre problemas de interés global como el cambio climático y el calentamiento de la Tierra es todavía más incierta. Por ello, en la actualidad, es necesario destacar y realizar estudios paleoambientales, con la finalidad de generar proyectos y soluciones sustentables a mediano y largo plazo que compensen las consecuencias de las actividades antropogénicas en el clima, la naturaleza, los bienes comunes y la sociedad.

En México, particularmente en el Valle de México, a raíz de los desastres provocados por los sismos de 1985 y 2017, se han desarrollado estudios para el conocimiento de la estratigrafía, geología y estructura de la cuenca (De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez y Jaimes, 1989; Arce *et al.*, 2019), complementándose con estudios paleolimnológicos (Bradbury, 1989; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García *et al.*, 2015). Esta diversidad de proyectos proporcionan un mayor entendimiento de la formación, evolución, comportamiento y dinámica ambiental y geológica de una de las ciudades más pobladas y riesgosas del mundo. Entre los riesgos de nuestra ciudad destaca su cercanía y susceptibilidad a erupciones volcánicas (principalmente del volcán Popocatepetl) (Arce *et al.*, 2015b), problemas de subsidencia (a una tasa mayor a 350 mm/año) (González-Torres *et al.*, 2015) y sobreexplotación de los mantos acuíferos (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002).

Por lo anterior, se pretende que el presente trabajo contribuya a una mejor comprensión de la evolución limnológica, ambiental y geológica de la cuenca de México, particularmente la subcuenca de Xochimilco. De igual manera, proporcionará la información necesaria para la concepción y realización de proyectos paleoambientales dentro del área. Este trabajo también permitirá integrar los estudios existentes de sedimentos lacustres en el centro de México, enfocados principalmente al lago de Chalco (Lozano-García *et al.*, 1993; Caballero, 1997; Ortega-Guerrero *et al.*, 2000; Lozano-García *et al.*, 2015b; Ortega-Guerrero *et al.*, 2020), con los muy escasos trabajos en Xochimilco (Reyes-Corona, 2017; Ortega-Guerrero *et al.*, 2018; Albarrán, 2018; Cruz-Fitz, 2019). Debido a la escases de estudios estratigráficos en Xochimilco, es necesario profundizar en el análisis sedimentario de la subcuenca de Xochimilco y sus implicaciones en la situación actual de la cuenca de México.

IV. Antecedentes

El conocimiento de la cuenca de México (CM) se ha desarrollado a partir de los primeros trabajos de geología y estratigrafía realizados por Fries (1959; 1960), donde se describen las rocas más antiguas que comprenden la región. De manera similar, Mooser (1963; 1974; 1975) ha descrito la composición de las rocas volcánicas que constituyen la CM, así como su formación y evolución. Sin embargo, ambos autores abordando el tema con carácter genérico.

Posteriormente, y como se mencionó anteriormente, tras el sismo de 1985 en la Ciudad de México, los trabajos basados en la geología de la CM se incrementaron con el uso de nuevas y más completas técnicas. Tal es el caso del proyecto realizado por De Cserna *et al.* (1988), cuyo objetivo fue un mejor entendimiento de la estructura geológica, gravimétrica y neotectónica de la CM. Otro ejemplo es el trabajo de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), quienes propusieron, mediante el análisis estratigráfico, estructural y petroquímico, una evolución geológica de la cuenca de México del Cretácico al Cuaternario.

De manera particular se han estudiado las sierras volcánicas que delimitan la cuenca de México, siendo algunos trabajos: descripciones de las características morfoestructurales de la Sierra de las Cruces (García-Palomo *et al.*, 2008); marcos geocronológicos de la Sierra Nevada (Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012); y tefracronología de la Sierra del Chichinautzin (Siebe *et al.*, 2005; Siebe y Macías, 2006), así como descripciones morfométricas y análisis químicos (Jaimes-Viera *et al.*, 2018). Localmente, también se han descrito algunas estructuras volcánicas, como la Sierra de Guadalupe (García-Palomo *et al.*, 2006) y la región Apan-Acozulco (García-Palomo *et al.*, 2017). Además, se han hecho recopilaciones o integraciones de los estudios anteriores, con nuevos datos, en trabajos como González-Torres *et al.* (2015) y Arce *et al.* (2019).

Con la perforación de pozos profundos en la CM (Roma, Mixhuca, Tulyehualco-1, Copilco) a partir de la segunda mitad de la década de los 80, y más recientemente con el Pozo San Lorenzo Tezonco (Arce *et al.*, 2013a y 2015a), se ha contribuido al estudio de la estratigrafía, geocronología, estructura y geoquímica del subsuelo de la cuenca (González-Torres *et al.*, 2015). En cada pozo se han reconocido en los primeros metros depósitos lacustres con espesores variables de hasta poco más de 600 m de profundidad (Arce *et al.*, 2013a), cuyas edades varían entre 0.25 a 1 Ma por análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Arce *et al.*, 2013a). Sin embargo, los primeros ~30-90 m han sido objeto de estudio, mediante de distintos indicadores biológicos (diatomeas, polen, ostrácodos, etc.) y no biológicos (susceptibilidad magnética, geoquímica, tefras, etc.), de las condiciones paleoambientales en Chalco (principalmente) (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 2000; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017a; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017b; Lozano-García *et al.*, 2017; Caballero *et al.*, 2018; Ortega-Guerrero *et al.*, 2020), Texcoco (Bradbury, 1989; Lozano-García, 1989; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Lozano-García y Sosa-Nájera, 2015), Tecocomulco (Caballero *et al.*, 1999; Roy *et al.*, 2008; Roy *et al.*, 2009) y recientemente, Xochimilco (Albarrán-Santos, 2018; Ortega-Guerrero *et al.*, 2018; Cruz-Fitz, 2019; García-León, 2019). Actualmente, Brown *et al.* (2019) están desarrollando el proyecto MexiDrill en el lago de Chalco, que incluye el análisis de una secuencia sedimentaria de ~420 m, para el reconocimiento de los cambios ambientales tropicales en Norteamérica a escalas milenarias, abarcando una temporalidad de hasta 400,000 años.

V. Descripción zona de estudio

4.1. Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico continental que abarca un área de 160,000 km² y una longitud aproximada de 1,000 km; se extiende desde las costas del Pacífico hasta las costas del Golfo de México, entre 18° 30' y 21° 30' N en el centro de México (Figura 5A) (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). La FVTM se formó por la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana (Pardo y Suarez, 1995; Arce *et al.*, 2013a), con una amplitud variable de 90 y 230 km (Ferrari *et al.*, 2012), y se distribuye con una dirección preferencial E-O en su parte central y oriental, y ONO-ESE en su parte occidental (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

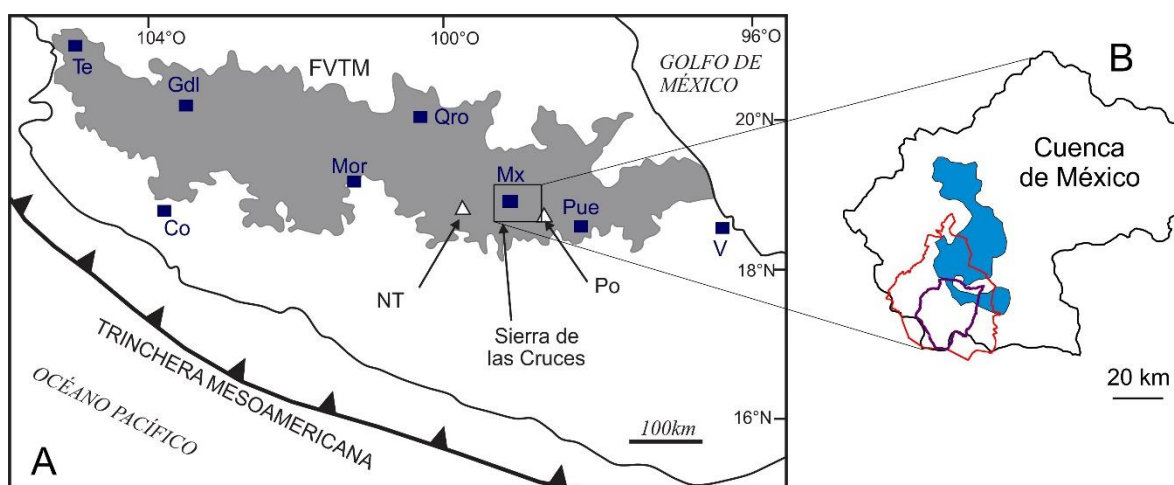


Figura 5. (A) Ubicación de la FVTM. Las estructuras volcánicas son: Po, Popocatepetl y NT, Nevado de Toluca; mientras que las ciudades son: Co: Colima; Gdl: Guadalajara; Mor: Morelia; Mx: Ciudad de México; Pue: Puebla; Qro: Querétaro; Te: Tepic; V: Veracruz. Modificada de Arce *et al.* (2017). (B) Ubicación de la cuenca de México (negro), el sistema lacustre que la comprendía (azul), la Ciudad de México (rojo) y la subcuenca de Xochimilco (morado). Modificada de Ortega-Guerrero *et al.* (2018).

La Faja (o Cinturón) comprende una gran cantidad de volcanes Neógenos y Cuaternarios (>4000 m de elevación) dominados por conos de ceniza, maars, domos, estratovolcanes y calderas, con composición química y mineralógica principalmente calcoalcalina (García-Palomo *et al.*, 2002; Siebe y Macías, 2006; Macías *et al.*, 2012).

La gran variación espacial y temporal en el vulcanismo de la FVTM, así como la composición del magma, la posición y extensión geográfica, son los principales factores que determinaron la evolución de su sistema de subducción (Ferrari *et al.*, 2012). Su establecimiento como una entidad geológica independiente empezó en el Mioceno medio a temprano, como resultado de una rotación en sentido antihorario del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012). La historia geológica propuesta por Gómez-Tuena *et al.* (2005), y refinada por Ferrari *et al.* (2012) se esquematiza en la Figura 6 y se resume a continuación:

1. Establecimiento de un arco volcánico predominantemente efusivo y de composición intermedia en el Mioceno temprano a medio (~21 Ma).

2. Cambio abrupto en el estilo y composición del volcanismo en el Mioceno tardío, con composición predominantemente máfica, migrando hacia el este, donde estaba ubicado el arco norte anterior.
3. Un último episodio silíceo del Mioceno que se convirtió en bimodal (máfico-silíceo) a principios del Plioceno, marcando el comienzo de la migración de volcanismo de la trinchera.
4. Desarrollo de un arco caracterizado por una gran variabilidad composicional desde el Pleistoceno tardío, predominando la composición andesítico-basáltica.

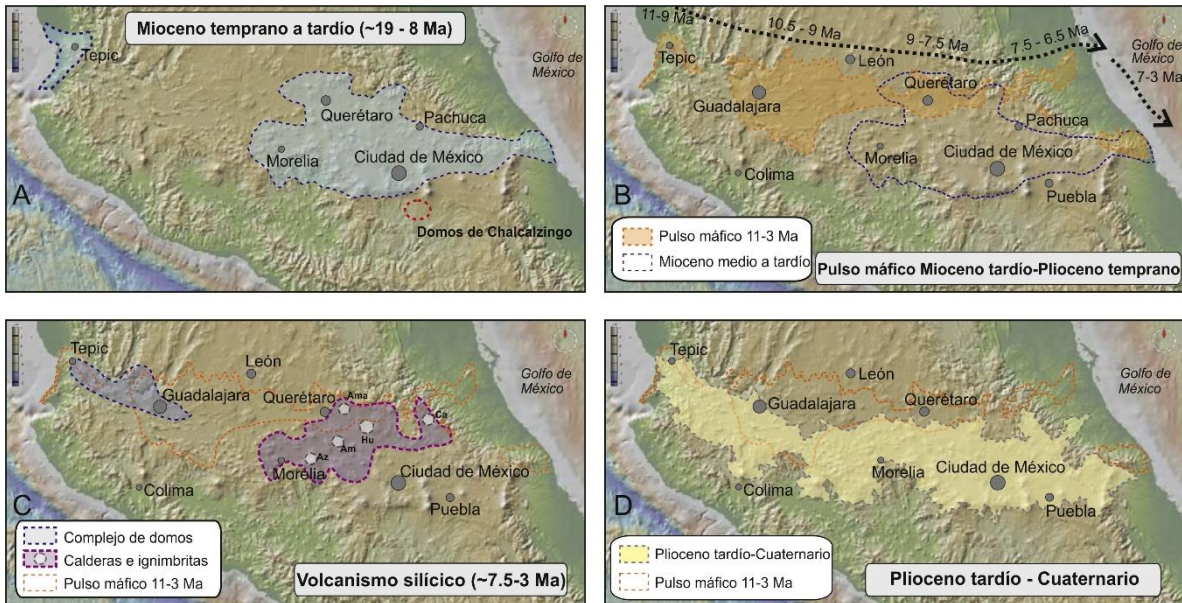


Figura 6. Los cuatro episodios magmáticos de la FVTM. (A) Arco de composición intermedia en el Mioceno temprano al tardío; (B) Pulso máfico del Mioceno tardío al Plioceno temprano; (C) Episodio silíceo del Mioceno tardío al Plioceno temprano; (D) La FVTM actual del Plioceno tardío al Pleistoceno. Los colores indican la composición de los elementos volcánicos en el diagrama de álcalis totales vs. sílice (TAS); azul: intermedio; naranja: máfico; morado: máfico-silíceo; amarillo: andesítico-basáltica. Modificada de Ferrari *et al.* (2012).

Otros dos aspectos importantes a destacar en la FVTM que siguen siendo tema de debate en la actualidad son: (1) la falta de paralelismo del arco magmático con respecto a la trinchera mesoamericana (con un ángulo de $\sim 17^\circ$), así como su orientación oblicua con respecto a las principales provincias tectónicas y geológicas de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012; Straub *et al.*, 2013); y (2) una aparente migración N-S de la actividad volcánica en el arco durante el Plio-Cuaternario (Cadoux *et al.*, 2011). En cuanto al primer punto, anteriormente se pensaba la existencia de una falla cortical debajo del arco (Mooser, 1972), pero en la actualidad, la mayoría de la comunidad científica acepta que la falta de paralelismo se debe a la variación en la geometría de las placas subducidas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Para el segundo punto, Cadoux *et al.* (2011) analizan las ideas de migración volcánica N-S en la FVTM, particularmente para el caso de la Sierra Nevada, con las nuevas dataciones de K-Ar que presentaron. Los autores apoyan la migración y la relacionan tanto por la pronunciada pendiente de la placa de Cocos, como por el retroceso de la misma. Sin embargo, Macías *et al.* (2012) consideran que la actividad de la Sierra Nevada no mantiene un patrón migratorio continuo hacia el sur, sino más bien evolucionó

de forma caótica con diversas edades de actividad entre los volcanes que constituyen la sierra.

4.2. Cuenca de México

La cuenca de México es una depresión volcánotectónica, endorreica y lacustre (García-Palomo *et al.*, 2006) ubicada en la porción centro-oriental de la FVTM (Figura 5B). Cuenta con una superficie aproximada de 9,540 km², y una orientación NE-SO, con dimensiones de 100 km de largo y 80 km de ancho, y una altitud promedio de 2,240 m snm (Arce *et al.*, 2015a; González-Torres *et al.*, 2015; Arce *et al.*, 2019).

La CM está delimitada por cuatro sierras volcánicas (Figura 7): la Sierra de las Cruces al oeste, con orientación NNO-SSE (García-Palomo *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2019); la Sierra Nevada al este (Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012); el campo volcánico de la Sierra del Chichinautzin (CVSC) al sur, orientada E-W (Siebe *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2013); y el campo volcánico Apan-Tezontepec al norte (Arce *et al.*, 2019). Al interior de la cuenca también se reconocen algunas estructuras volcánicas como la Sierra de Guadalupe (García-Palomo *et al.*, 2006), Chimalhuacán, Peñón del Marques, Cerro de la Estrella, Teuhtli y Sierra Santa Catarina (SSC), siendo estas dos últimas consideradas como parte del CVSC (Siebe *et al.*, 2005; Jaimes-Viera *et al.*, 2018).

4.2.1. Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces (SC) es un conjunto montañoso con una longitud de 110 km de largo por 47 km de ancho en su parte norte, y 27 km en su parte sur (García-Palomo *et al.*, 2008). Está constituida por ocho estructuras volcánicas traslapadas, siendo la de mayor elevación San Miguel (3,870 m snm). Las edades establecidas para la SC oscilan entre ~3.7 Ma a 0.7 Ma (García-Palomo *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2008). No obstante, Arce *et al.* (2017) identificaron un depósito de pómez de caída de color blanco (llamado informalmente PBT) con una edad entre 25,730 a 37,450 años cal AP, proveniente del volcán Ajusco o del volcán San Miguel, representando la edad más joven de la Sierra de las Cruces reportada hasta ahora.

La actividad volcánica de la SC (del Plioceno al Pleistoceno), en general, está caracterizada por derrames de lava, extrusión de domos, depósitos de flujos piroclásticos, flujos de detritos y lodo, y depósitos de avalanchas de escombros (García-Palomo *et al.*, 2008; Arce *et al.*, 2015a), cuya composición química varía de andesita a dacita (Siebe y Macías, 2006; Arce *et al.*, 2019).

4.2.2. Sierra Nevada

La Sierra Nevada (SN) es una cordillera volcánica poligenética de 45 km de largo con orientación N-S, constituida principalmente por cuatro volcanes, que de norte a sur son: Tláloc (4,150 m), Telapón (4,000 m), Iztaccíhuatl (5,272 m) y Popocatepetl (5,452 m) (Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012). Las composiciones de estas estructuras varían de andesita (principalmente Iztaccíhuatl y Popocatepetl) a dacitas y riolitas (principalmente Tláloc y Telapón) (Macías *et al.*, 2012).

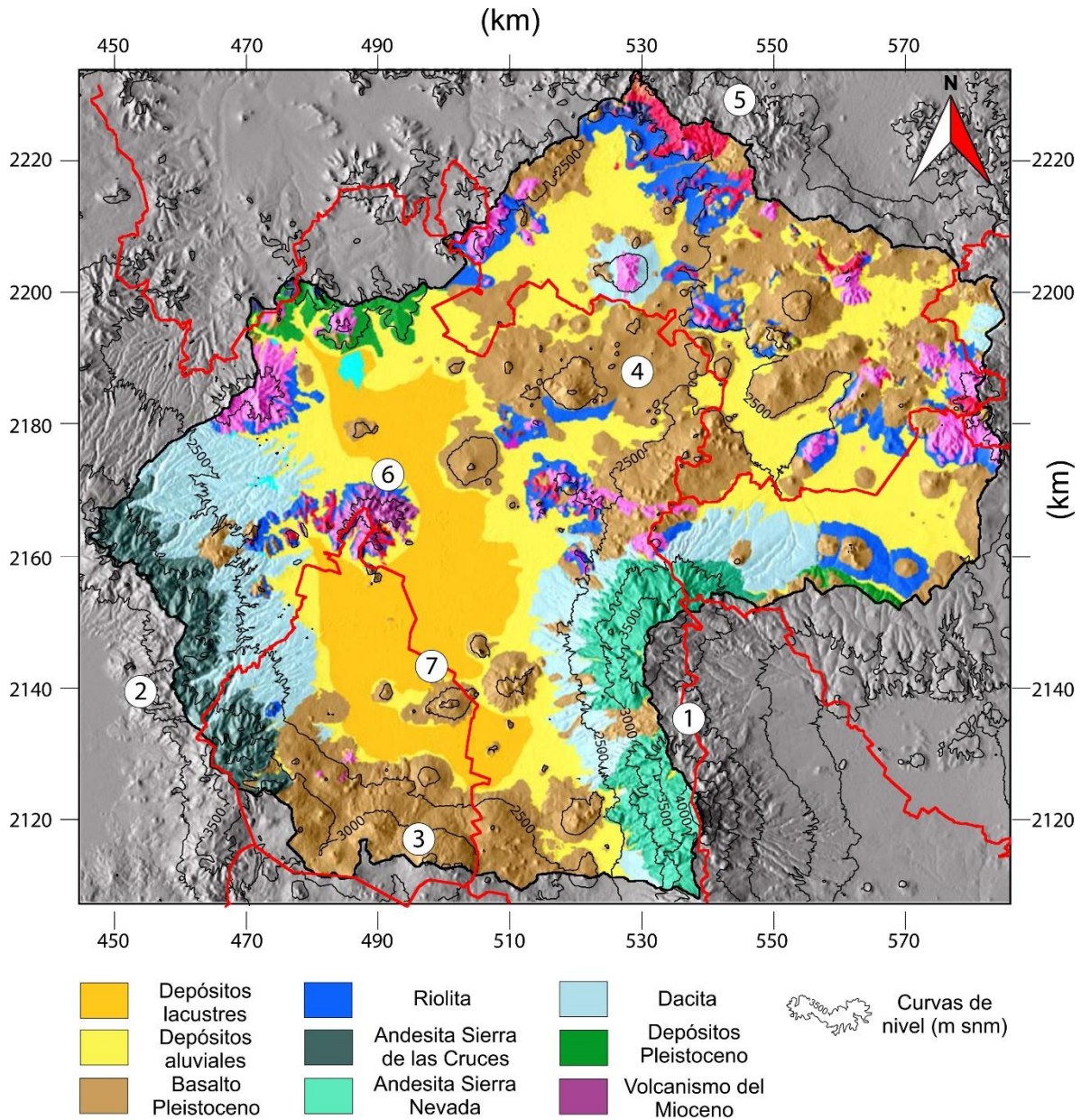


Figura 7. Geología general de la cuenca de México. 1. Sierra Nevada; 2. Sierra de las Cruces; 3. Campo Volcánico de la Sierra del Chichinautzin; 4. Campo Volcánico Apan-Tezontepec; 5. Sierra de Pachuca; 6. Sierra de Guadalupe; 7. Sierra Santa Catarina. En rojo los límites políticos de los estados. Modificada de Carrera-Hernández y Gaskin (2007).

El registro de actividad volcánica más antiguo en la SN es de hace 1.8 Ma, que corresponde al volcán Tláloc (Cadoux *et al.*, 2011), mientras que los registros de actividad volcánica más reciente en la SN corresponden a flujos de lava dacítica del Itzaccíhuatl (9,000 años), y repetidas erupciones plinianas durante el Pleistoceno-Holoceno del Popocatepetl (hasta la actualidad), incluyendo los depósitos Pómez Ocre de 4,965 ¹⁴C años AP (Arana-Salinas *et al.*, 2010); la Pómez Tutti Frutti (PTF) de ~14,500 ¹⁴C años AP (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012); y The White Pumice (WP) de ~23,500 ¹⁴C años AP (Siebe *et al.*, 2017).

4.2.3. Campo volcánico de la Sierra del Chichinautzin

El CVSC es un conjunto de campos volcánicos monogenéticos de diferentes características químicas, lineales y temporales (Jaimes-Viera *et al.*, 2018), que se extiende desde el Popocatepetl (al este) hasta el borde del valle de Toluca (al oeste), y separa la cuenca de México de los valles de Cuernavaca y Cuautla (Siebe *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2013b). El CVSC tiene un área aproximada de 2,500 km², y está constituido por conos de ceniza, flujos de lava, secuencias de tefra y escudos de lava intercalados con sedimentos aluviales (Siebe *et al.*, 2005). La composición química de estas estructuras es muy heterogénea (basalto, traquibasalto, andesita y dacita) y provienen de magmas calcoalcalinos-alcalinos (Siebe *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2013b).

Urrutia Fucugauchi y Martin del Pozzo (1993) establecieron edades más jóvenes que 0.78-0.79 Ma para el inicio de la actividad volcánica del CVSC; sin embargo, Arce *et al.* (2013b) obtuvieron edades de 1.2 Ma con el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar para el inicio de la actividad volcánica en la Sierra del Chichinautzin, marcando el inicio de la sedimentación lacustre en la CM y el establecimiento de las subcuencas Zumpango y Xaltocan al norte, Tecocomulco al noreste, Texcoco al centro, y Xochimilco y Chalco al sur (Lozano-García y Sosa-Nájera, 2015).

4.3. Formación de la cuenca de México

A partir de la perforación de los pozos profundos Texcoco-I (2,068 m) (Oviedo de León, 1967); Roma (3,200 m); Copilco (2,258 m) (Pérez-Cruz, 1988) y San Lorenzo Tezonco (2,008 m) (Arce *et al.*, 2013b) en la CM, se ha contribuido al avance de un mejor entendimiento de la formación, evolución y relleno de la cuenca (Lozano-García y Sosa-Nájera, 2015), el cual, de acuerdo a González-Torres *et al.* (2015) y Arce *et al.* (2019) y referencias citadas (en ambos trabajos), se sintetiza a continuación:

- 1) La CM empezó su formación con el depósito de calizas y rocas terrígenas en el Cretácico afectadas por la falla Cañón de Lobos.
- 2) Eventos volcánicos del Eoceno-Oligoceno (~30.8 Ma) asociados al Grupo Balsas y la Sierra Madre Occidental.
- 3) Actividad del Mioceno inferior (24.05-18.4 Ma), representado por lavas andesíticas y andesitas basálticas; y del Mioceno medio-tardío (17-8.7 Ma), constituido por lavas andesíticas y dacíticas, controladas por la generación de horst y graben NO-SE asociados a la falla Mixhuca. Este periodo se relaciona cronológicamente con una actividad temprana de la FVTM.
- 4) La actividad tectónica del Plio-Cuaternario (5 Ma) produjo lavas de composición variable (andesita basáltica a dacita), ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas, cuyos orígenes se relacionan con el CVSC, SN y SC.

El CVSC se asocia con un sistema de fallas conformado por La Pera, Xochimilco, graben de Santa Catarina y Tenango; mientras que la SN y la SC, así como la Sierra de Guadalupe y el campo volcánico Apan-Tezontepec, están relacionados con la zona de mega cizalla Tenochtitlán.

4.4. Clima de la cuenca de México

El clima de México está determinado por cuatro patrones de circulación atmosférica: la migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la posición e intensidad de las celdas de alta presión subtropical, los vientos alisios y la frecuencia y extensión de los vientos del oeste (Metcalf *et al.*, 2000; Metcalfe, 2006).

Durante el verano (Figura 8A), cuando la ITCZ está en una posición más al norte, los vientos alisios traen humedad a la mayor parte del país, proveniente principalmente del Golfo de México, estableciéndose una circulación tipo monzónica (Metcalf *et al.*, 2000; Metcalfe, 2006). En adición, el Monzón Norteamericano (NAM) (un flujo de baja presión) y las tormentas convectivas y tropicales también contribuyen a las precipitaciones de verano en el noroeste de México (Metcalf, 2006; Metcalfe *et al.*, 2015). Esta precipitación de verano se puede ver afectada o interrumpida por un periodo de secas llamado canícula, el cual tiene una duración de 2 a 4 meses (Metcalf *et al.*, 2000).

En invierno (Figura 8B), cuando la ITCZ migra hacia el sur, celdas de alta presión se establecen en la mayor parte del país, generando condiciones secas. La precipitación que se da durante esta estación proviene de los *nortes* (vientos originados en el Atlántico Norte) y de sistemas ciclónicos (provocan lluvias frontales en el centro y noroeste de México) (Metcalf, 2006).

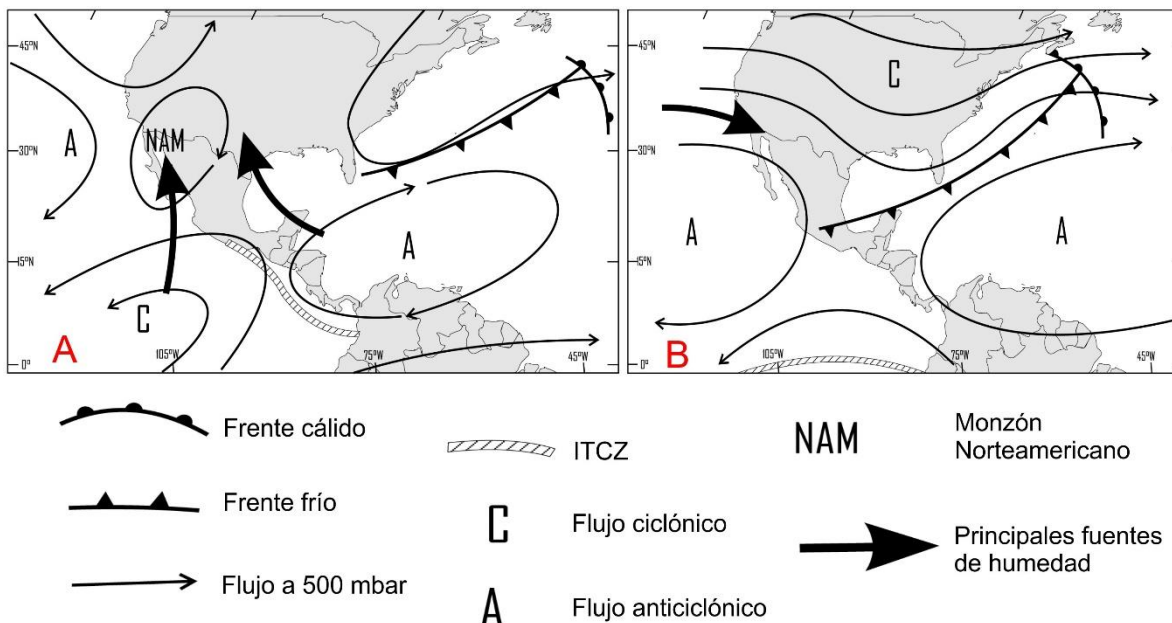


Figura 8. Principales patrones de circulación atmosférica de México. A: Verano. B: Invierno. Modificada de Metcalfe (2006).

Cuando se presenta el fenómeno de El Niño (ENSO), la ITCZ está en una posición más al sur que lo habitual, generando que los veranos en el norte y centro del país sean más secos, y los inviernos más húmedos en el noroeste (Metcalf y Davies, 2007).

En la cuenca de México, debido a su topografía, se reconocen diferentes tipos de clima, como semiárido en el noreste, y subhúmedo en el suroeste (García, 1966; Cardoso y García, 1982). De acuerdo al sistema de clasificación de Köppen modificado por García

(1998), predominan en la CM dos tipos de clima: semiseco templado y templado subhúmedo con lluvias en verano, y con una temperatura media anual de 14-15 °C (Ruiz-Angulo y López-Espinoza, 2015). La precipitación anual promedio en la CM es de 600-700 mm/año en el noreste, y de 700-1000 mm/año en el suroeste (García, 1966; Cardoso y García, 1982).

Durante la estación fría (noviembre a abril), en la CM la circulación atmosférica es generalmente débil y los sistemas de alta presión son predominantes, lo que genera condiciones secas y frecuentes inversiones de temperatura en superficie (Bridgman y Oliver, 2006). En contraste, de mayo a octubre, los vientos alisios traen inestabilidad y convección, ocasionando lluvias (frecuentemente en la tarde y noche) y condiciones cálidas (Bridgman y Oliver, 2006).

4.5. Otros aspectos importantes en la CM

- ✚ La cuenca de México comprende 5 entidades políticas: la Ciudad de México, el Estado de México, Hidalgo, Puebla y Tlaxcala (Carrera-Hernández y Gaskin, 2007).
- ✚ Más de 20 millones de habitantes albergan la CM (INEGI, 2010), lo que representa cerca del 25% de la población total del país concentrada en la cuenca y en sus alrededores.
- ✚ Durante los primeros 1,300 años A.D., empezó el crecimiento y desarrollo humano en el centro de México en ciudades como Cuicuilco, Teotihuacán, Cholula y Tenochtitlán (Siebe y Macías, 2006), lo que propició la extinción del sistema lacustre de la CM durante los últimos 500 años, generando un aumento de la temperatura de hasta 5.78 °C de acuerdo a Ruiz-Angulo y López-Espinoza (2015).
- ✚ La principal fuente de agua para abastecer a más del 70% de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México es el sistema acuífero de la cuenca de México (Carrera-Hernández y Gaskin, 2007). El CVSC es la principal zona de recarga natural para dicho acuífero debido a la alta porosidad y permeabilidad de sus rocas (Siebe y Macías, 2006).

4.6. Subcuenca de Xochimilco

La subcuenca de Xochimilco constituye la parte suroeste de la CM (Figura 9A), cubriendo un área de 480 km² (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Está delimitada por el cerro de la Estrella y la Sierra Santa Catarina al norte, por la divisoria que corre entre la SSC y el volcán Teuhtli al este, por la Sierra del Chichinautzin al sur, y por el volcán Ajusco al sur-suroeste (Figura 9B) (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018).

A partir de la actividad volcánica del CVSC hace 1.2 Ma (Arce *et al.*, 2013b), la cuenca de Xochimilco albergó un cuerpo lacustre que se conectaba al norte con el lago de Texcoco y al este con el lago de Chalco (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Todo el sistema lacustre, durante el siglo XVI, contaba con un área de 1,689 km² (Ruiz-Angulo y López-Espinoza, 2015) y una profundidad promedio de 2 m (Lozano-García *et al.*, 1993). Debido al impacto antropogénico en la subcuenca, el lago de Xochimilco fue transformado por la agricultura chinampera (edificación de islotes), generando que en la actualidad sea un cuerpo de agua eutrófico (Nandini *et al.*, 2016), con un área de 16 km² (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Sin embargo, este sistema de chinampas fue declarado Patrimonio de la Humanidad en 1987 por la UNESCO (<http://whc.unesco.org/en/decisions/3738>) por su valor como herencia cultural.

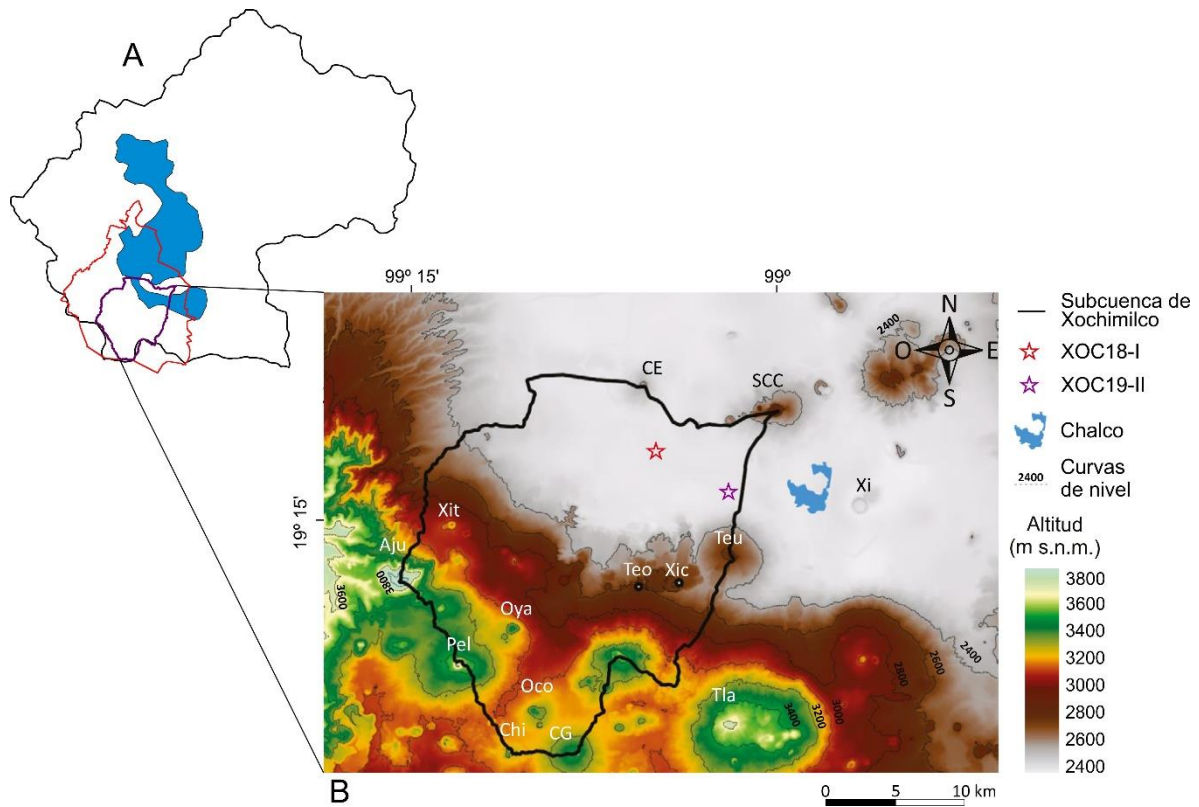


Figura 9. (A) Cuenca de México (negro), sistema lacustre (azul), Ciudad de México (rojo) y subcuenca de Xochimilco (morado). (B) Modelo de elevación digital de la subcuenca de Xochimilco. Las estructuras volcánicas son: Ajusco (Aju), Cerro de la Estrella (CE), Complejo Guespalapa (CG), Chichinautzin (Chi), Sierra Santa Catarina (SSC), Teoca (Teo), Teuhtli (Teu), Tlaloc (Tla), Ocopixaco (Oco), Oyameyo (Oya), Pelado (Pel); Xico (Xi); flujos de lava Xicomulco (Xic); Xitle (Xit). Las estrellas (roja y morada) indican la ubicación de las secuencias sedimentarias obtenidas y analizadas en este trabajo: XOC18-I y XOC19-II. Modificada de Ortega-Guerrero *et al.* (2018).

VI. Materiales y métodos

6.1. Obtención de las secuencias sedimentarias

Las secuencias sedimentarias XOC18-I y XOC19-II se extrajeron en vivero Nezahualcóyotl, Xochimilco en el ejido San Gregorio Atlapulco ($19^{\circ}17'49.15''N$, $99^{\circ}4'56.17''O$) y en el predio de CORENA (Comisión de Recursos Naturales de la CdMx) en San Luis Tlaxialtemalco (Xochimilco) ($19^{\circ}16'14.35''N$, $99^{\circ}1'57.34''O$), respectivamente (Figuras 10 y 11A), con tubos de PVC de un metro de longitud y de 8 cm de diámetro, colocados dentro de tubos de acero con la ayuda de un muestreador TGC diseñado por la compañía *TGC Geotecnia SA de CV*, quienes fueron los encargados de la perforación (Figura 11 B y C). Para la secuencia XOC18-I, colectada en mayo 2018, se obtuvieron un total de 18 m con recuperación casi continua de sedimento ($\sim 82.4\%$). Esta secuencia se obtuvo al haber la necesidad de correlacionar la estratigrafía de los sondeos XOC16-II (Albarrán-Santos, 2018) y XOC17-I (Cruz-Fitz, 2019). Sin embargo, tras el análisis estratigráfico de ambas secuencias, no se encontró correlación entre ellas y se tuvo que recuperar los metros faltantes con XOC18-I, siendo la cima el metro 14 y la base el metro 32 (Figura 10).

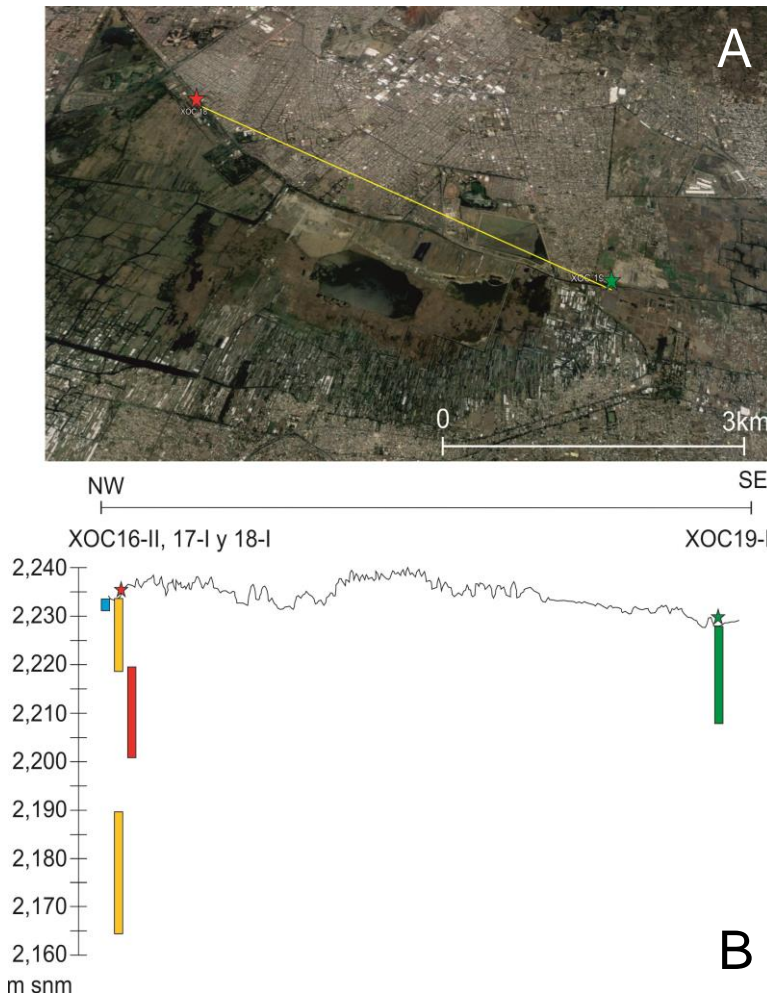


Figura 10. (A) Localización de los sondeos XOC18-I (estrella roja) en el sector NW de la cuenca de Xochimilco, y XOC19-II (estrella verde) en el sector SE de la misma cuenca (Imagen de Google Earth). (B) Longitud de las columnas sedimentarias colectadas en cada sondeo, y el perfil de elevación entre ambos sectores. XOC16-II (en azul), XOC17-I (en amarillo) y XOC18-I (en rojo) en el sector NW de la cuenca de Xochimilco; y del sondeo XOC19-II (en verde) en el sector SE de la misma cuenca. Los sondeos XOC16 a XOC18 se ubican en un radio de menos de 50 m, y a una distancia de 6 km del sondeo XOC19.

La secuencia XOC19-II, obtenida en mayo 2019, constituye los primeros 20 m de profundidad (0-20 m) con recuperación de 15.26 m de sedimento (~76.3%). El objetivo de la extracción de esta secuencia es analizar la variación lateral de las unidades estratigráficas en la subcuenca de Xochimilco, a lo largo de aproximadamente 6 km de longitud.

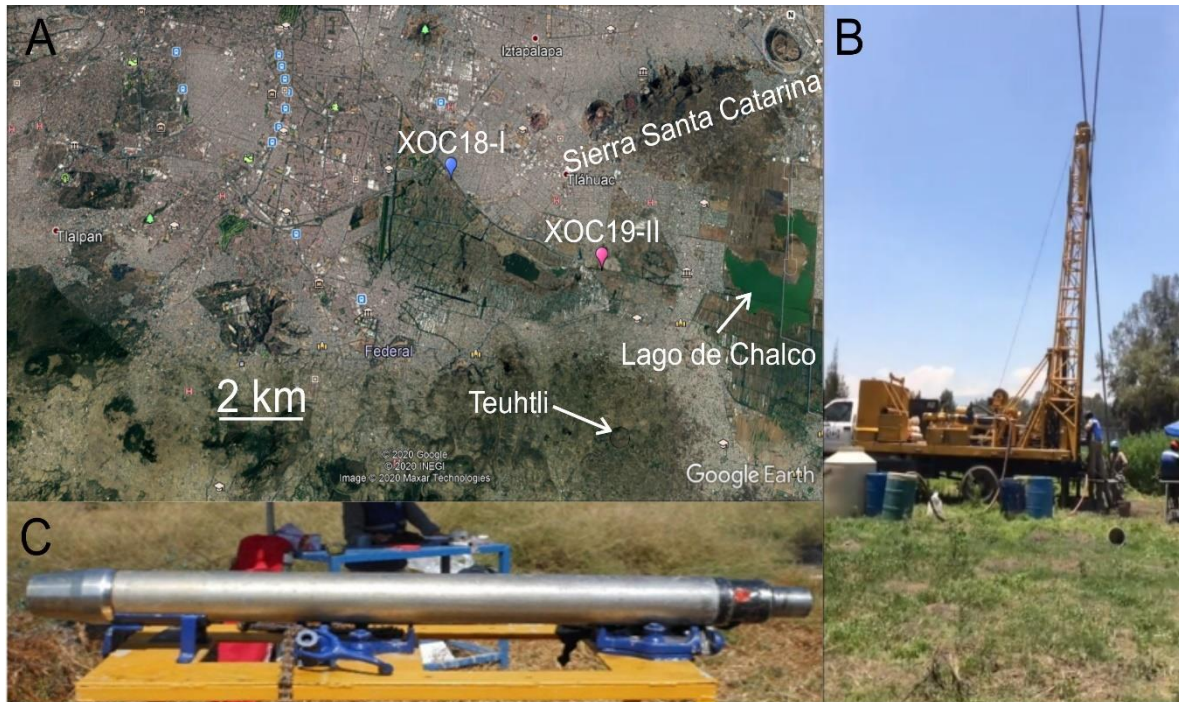


Figura 11. (A) Imagen satelital de Google Earth mostrando la ubicación donde se extrajeron XOC18-I (azul) y XOC19-II (rosa). (B) Torre de perforación. (C) Extractor TGC. Obtenida de García (2019).

6.2. Elaboración de frotis

Para el análisis de la estratigrafía de ambas secuencias, de cada tramo se seleccionaron de 3 a 5 muestras de sedimento, en secciones en las cuales fueron evidentes a simple vista cambios en el color, textura o facies. Las muestras fueron liofilizadas (secado por congelación y sublimación) y se elaboraron preparaciones tipo frotis. Se realizaron 118 frotis en total, los cuales fueron observados al microscopio petrográfico BA310POL, marca MOTIC®, para la identificación de sus componentes sedimentarios. La identificación de los componentes y el establecimiento de las facies sedimentarias fueron realizados utilizando los criterios establecidos por Schnurrenberger *et al.* (2003).

El reconocimiento de las diatomeas reportadas en este trabajo se realizó mediante la comparación de los individuos observados en los frotis con los ejemplares presentados en trabajos y atlas de diatomeas (Buendía-Flores, 2014; Avendaño, 2017; Buendía-Flores *et al.*, 2019). De igual manera, el análisis e interpretación de estos organismos se determinó a partir de los descritos en distintos trabajos paleoambientales (Caballero, 1997; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Alcántara *et al.*, 2002; Ortega-Guerrero *et al.*, 2018).

6.3. Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (κ) es una relación adimensional dada por la magnetización por unidad de campo (Evans y Heller, 2003), o en otros términos, mide la facilidad con la que se puede magnetizar una muestra (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998). La susceptibilidad magnética está en función de la mineralogía, concentración y, en menor medida, de la forma y tamaño de los minerales magnéticos presentes en la muestra (Cohen, 2003).

Con el objetivo de conocer la concentración de minerales ferrimagnéticos en los sedimentos, se midió la susceptibilidad magnética en un sensor Bartington MS2B cada centímetro. Este análisis es útil para reconocer en los sedimentos lacustres cambios en la vegetación, erosión y deposición de terrígenos (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998), así como en la escorrentía y la identificación de depósitos de tefras (Ortega-Guerrero *et al.*, 2000).

6.4. Fluorescencia de rayos X (FRX): medición de elementos mayores y elementos traza

Debido a que la concentración de los minerales magnéticos en los sedimentos lacustres está influenciada por una serie de factores, tales como intemperismo, disolución, dilución y alteración (Cohen, 2003), los cuales pueden afectar la interpretación de la κ , se midió también la concentración geoquímica de los núcleos de sedimento de XOC18-I por medio de un analizador FRX. En cambio, en los núcleos de la secuencia XOC19-II se realizaron mediciones discretas en un equipo Niton FXL. Los elementos y relaciones elementales analizadas en este trabajo se muestran en la Tabla 1.

El Ti se encuentra principalmente en óxidos de Fe-Ti y en rocas como gneis o esquistos, y forma parte del componente alóctono de los lagos, por lo tanto refleja aporte detrítico derivado de la erosión de las rocas y del transporte de sedimentos desde tierra a la cuenca lacustre (Rothwell y Croudace, 2015). En consecuencia, este elemento frecuentemente es utilizado para inferir condiciones de humedad (Guimarães *et al.*, 2016) o episodios de inundaciones en la cuenca (Martín-Puertas *et al.*, 2011), ya que al presentar picos altos en los sedimentos indica mayor escorrentía debida a periodos de mayor precipitación.

El Si puede ser tanto de origen mineral (silicatos) como de origen autigénico (principalmente diatomeas), por lo que se utiliza la relación Si/Ti para discriminar la parte detrítica y considerar únicamente el aporte biogénico (Guimarães *et al.*, 2016). Por lo tanto, este cociente es útil como un indicador de sílice biogénico y de cambios en la productividad de las diatomeas (Guimarães *et al.*, 2016). Caso similar ocurre con el Ca, éste puede ser de origen detrítico o autigénico (por ejemplo, ostrácodos), por lo que la relación Ca/Ti sirve para discriminar la fracción detrítica y considerar solamente la precipitación de carbonatos autigénicos durante periodos de alta evaporación (Guimarães *et al.*, 2016). Se utilizó el Ti para normalizar el Si y el Ca porque únicamente es de origen mineral, se conserva en procesos de intemperismo y transporte, y no es biológicamente importante (Kylander *et al.*, 2011).

La utilidad del Fe en estudios paleolimnológicos es amplia (aporte detrítico, condiciones redox, depósitos de tefras), por ello, se elaboró la relación Fe/Mn para analizar particularmente los cambios en la oxigenación de las aguas profundas de la cuenca lacustre, ya que la solubilidad de estos elementos depende de su estado de valencia, que

a su vez depende de las condiciones redox del medio (Guimarães *et al.*, 2016). Valores altos en Fe/Mn, indican condiciones anóxicas y reductoras en el lago (Corella *et al.*, 2012).

Tabla 1. Elementos y relaciones elementales analizadas en este trabajo, así como su utilidad en las interpretaciones climáticas.

Elemento o relación	Indicador	Interpretación ambiental	Ejemplo de referencia
Ca/Ti	Precipitación de carbonatos (autigénicos)	Balance precipitación/evaporación negativo, mayor evaporación	Moreno <i>et al.</i> (2007) Guimarães <i>et al.</i> (2016) Ortega-Guerrero <i>et al.</i> (2018)
Fe/Mn	Condiciones reductoras	Condiciones anóxicas en las aguas profundas lacustres	Corella <i>et al.</i> (2012)
Si/Ti	Contenido de Si biogénico (principalmente diatomeas)	Productividad biológica	Moreno <i>et al.</i> (2007) Kylander <i>et al.</i> (2011) Melles <i>et al.</i> (2012) Guimarães <i>et al.</i> (2016)
Ti	Aporte detrítico	Aumento en la entrada de sedimentos (escorrentía) por agentes como agua o viento.	Martín-Puertas <i>et al.</i> (2011) Kylander <i>et al.</i> (2011) Fedotov <i>et al.</i> (2012) Guimarães <i>et al.</i> (2016)
	Depósitos de tefras	Actividad volcánica	Moreno <i>et al.</i> (2007)

6.5. Medición de carbono total (CT), carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT) y nitrógeno (N)

La materia orgánica (MO) es un constituyente muy importante de los sedimentos lacustres; está compuesta por una mezcla de lípidos, carbohidratos, proteínas y otros productos bioquímicos provenientes de los organismos que vivían en la cuenca lacustre y de las sustancias húmicas formadas diagenéticamente (Meyers e Ishiwatari, 1993).

La MO en los lagos proviene principalmente de dos fuentes: 1) detrito particulado autóctono (organismos acuáticos) (Meyers e Ishiwatari, 1993), principalmente fitoplancton (Wu *et al.*, 2007), y 2) restos de los organismos que rodeaban el lago (material alóctono) (Meyers e Ishiwatari, 1993). Los organismos utilizan principalmente carbono, hidrógeno, nitrógeno y oxígeno para la construcción de tejidos, procesos de replicación y flujos de energía (Meyers e Ishiwatari, 1993). Entonces, a partir de la proporción en que se encuentran el carbono y nitrógeno en los sedimentos, se puede inferir la historia biogeoquímica, biológica e hidrológica de la materia orgánica en los sistemas lacustres.

Se determinó el contenido de C y N en un analizador elemental *Thermo Scientific™ NC-Soil Analyzer FLASH 2000 Series*. Se midió dos veces el contenido de carbono: la primera para determinar el carbono total (CT); la segunda para determinar el carbono orgánico total (COT) posterior a la eliminación de los carbonatos con HCl (10%). El carbono inorgánico total (CIT) se calculó como la diferencia entre CT–COT. Los resultados se expresan en porcentaje de carbono de peso seco de la muestra (%). El CIT refleja la cantidad de carbonatos minerales en el sedimento, e indirectamente cambios de humedad y de temperatura, ya que la concentración y depósito de dichos carbonatos están controlados por la evaporación y la entrada de material alóctono a la cuenca (Wu *et al.*, 2007). Para el

caso de las rocas asociadas a la cuenca de México, debido a que carecen de carbonatos, el CIT es un parámetro útil para identificar condiciones de alta evaporación y salinidad (Lozano-García *et al.*, 2015b).

Y finalmente, la relación Corg/N se calculó dividiendo el COT entre el N total y se multiplicó por el cociente de los pesos atómicos de cada elemento para obtener los valores normalizados (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Esta relación se utiliza para distinguir el origen de la materia orgánica; las plantas acuáticas (como las algas), que carecen de estructuras de celulosa, tienen valores de C/N entre 4-10 (Meyers e Ishiwatari, 1993; Metcalfe *et al.*, 2016). Mientras que las plantas vasculares terrestres, ricas en celulosa y pobres en proteínas, tienen una proporción de C mucho mayor, y sus relaciones C/N varían entre 20 a 80 (Meyers e Ishiwatari, 1993; Metcalfe *et al.*, 2016). En este estudio, únicamente se consideraron las mediciones de C y N tomadas en los sedimentos de la secuencia XOC19-II.

6.7. Elaboración y edición de las columnas estratigráficas y las figuras

Para realizar las columnas estratigráficas de las secuencias se empleó el programa SedLog, versión 3.0 (<http://www.sedlog.com>), y para su edición, junto con el de las gráficas de susceptibilidad magnética, geoquímica y C y N se utilizó el programa CoreIDRAW X7.

VII. Resultados

7.1. Litofacies XOC18-I

De acuerdo a los criterios de clasificación de sedimentos propuestos por Schnurrenberger *et al.* (2003), se identificaron tres categorías de litofacies para la secuencia XOC18-I: 1) clásticas, 2) volcanoclásticas, y 3) biogénicas.

Las litofacies más abundantes en XOC18-I son las clásticas, constituidas mayoritariamente por arcilla, seguidas por limo, y algunas capas en las que dominan las arenas. Estos depósitos en su mayoría se presentan como estratos masivos de hasta 90 cm de espesor, donde se aprecian ligeras variaciones en el tamaño de grano o en la tonalidad, así como ligeros bandeados, laminaciones y motas en los sedimentos. Los contactos entre los sedimentos suelen ser abruptos, irregulares y discontinuos, e inclusive ondulados o erosivos, particularmente en los contactos entre granos gruesos (arenas o cenizas) y granos finos (arcilla y limo). Los minerales más abundantes en estas litofacies reconocidos en los frotis al microscopio petrográfico son plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, olivino, piroxeno, vidrio volcánico (asociado a las tefras) y biotita. En estas litofacies, el componente biogénico más abundante son las diatomeas, seguido de cantidades variables de materia orgánica, fitolitos, ostrácodos, material carbonizado y macrorrestos de plantas.

Se identificaron al menos 11 depósitos de tefra con espesores de 1 a 8 cm, la mayoría de ellos mezclados con otros componentes clásticos (arcilla, limo, arena). Estos depósitos se presentan en capas horizontales, discontinuas y curvadas, con texturas de ceniza fina a mediana color negro (2.5Y 2.5/1 a 10YR 2/1), o bien, mezcladas con facies clásticas.

En las litofacies biogénicas, el principal componente son las diatomeas que forman oozes en los que es común encontrar cantidades variables de materia orgánica amorfa, fitolitos, restos de plantas, calcita y fragmentos de material carbonizado. Los oozes de diatomeas se presentan en capas de 5 a 38 cm de espesor. Las especies y/o géneros de diatomeas identificadas con mayor frecuencia a lo largo de la secuencia son: *Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata*, *Surirella* sp., *Cyclotella meneghiniana* y *Rhopalodia* sp.

A continuación se resumen las características sedimentológicas de las facies identificadas en XOC18-I (Tabla 2).

Tabla 2. Principales características sedimentológicas de las facies identificadas en XOC18-I.

Litofacies	Características sedimentológicas
Clásticas	<p>1. Arcilla limosa café grisácea (2.5Y 4/2-2.5Y 5/2), con motas de hasta 60 cm de espesor y en algunos estratos masiva (<45 cm de espesor). Compuesta de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y cantidades menores de olivino, piroxeno y biotita. Presencia frecuente de concreciones calcáreas blancas menores a 1 cm.</p> <p>Componentes biogénicos: abundantes diatomeas, principalmente <i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Anomoeoneis costata</i>, <i>Cyclotella meneghiniana</i> y <i>Surirella</i> sp; y conchas de ostrácodos (bien preservadas y fragmentos), además de cantidades variables de materia orgánica, fitolitos, calcita y material carbonizado.</p> <p>2. Arcilla limosa gris oscura (2.5Y 4/2-2.5Y 4/1), masiva, con espesores de 2 a 12 cm, y en algunos estratos presenta tenues laminaciones y bandeo, con espesores de 0.4 a 0.8 cm. Compuesta de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y con cantidades menores de piroxeno y biotita. Abundantes ostrácodos</p>

	<p>(fragmentos en algunas capas) y diatomeas (principalmente <i>Surirella sp.</i>, <i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Cymbella sp.</i> y <i>Anomoeoneis costata</i>), con cantidades variables de materia orgánica y calcita.</p> <p>3. Arcilla arenosa café oliva (2.5Y 4/3-2.5Y 4/4) de textura fina-media y masiva de 25 cm de espesor. Gran abundancia de elementos clásticos como plagioclasa, piroxeno, olivino y anfíbol. Minerales accesorios: biotita y ortopiroxeno.</p> <p>Muy escasas diatomeas (<i>Campylodiscus clypeus</i> y <i>Cyclotella meneghiniana</i>), gran cantidad de ostrácodos (fragmentos y conchas bien conservadas) y poca presencia de fitolitos y calcita.</p> <p>4. Limo arcilloso gris olivo (5Y 4/2-2.5Y 5/3), masivo (espesor máximo de 38 cm) con algunas capas moteadas (<25 cm de espesor), compuesto por plagioclasa, anfíbol y cantidades menores de olivino, biotita y ortopiroxeno. Gran abundancia de elementos biogénicos (30-40%), como diatomeas (<i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Surirella sp.</i>, <i>Denticula valida</i>, <i>Cymbella sp.</i>, <i>Anomoeoneis sp.</i>, <i>Cyclotella meneghiniana</i> y <i>Rhopalodia sp.</i>), cantidades variables de ostrácodos (fragmentos y conchas preservadas), fitolitos, materia orgánica, calcita y restos de plantas.</p> <p>5. Arena café rojiza oscura (5YR 3/4-10YR 3/3) de textura mediana. Capas menores a 3 cm de grosor, continuas, con contactos erosivos e irregulares, y compuestas de abundante plagioclasa, olivino y cantidades menores de ortopiroxeno.</p> <p>Abundantes ostrácodos (>20%) y escasas diatomeas.</p>
Volcaniclásticas	<p>6. Ceniza negra (2.5Y 2.5/1) a gris muy oscura (10YR 3/1) de grano fino a medio, compuesta de vidrio volcánico (vesiculado), anfíbol, olivino, plagioclasa, ortopiroxeno y cantidades menores de biotita y piroxeno. Contactos graduales en la cima y abruptos y/o erosivos en la base.</p> <p>Escasos componentes biogénicos, como ostrácodos y diatomeas (<i>Surirella sp.</i>, <i>Cyclotella meneghiniana</i> y <i>Anomoeoneis costata</i>).</p>
Biogénicas	<p>7. Ooze de diatomeas café oscuro rojizo a café grisáceo muy oscuro (5YR 3/2-2.5Y 3/2), constituida por >50% de componentes biogénicos, siendo el principal las diatomeas de los géneros o especies <i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Surirella sp.</i> y <i>Anomoeoneis sp.</i>, con cantidades variables de materia orgánica, fitolitos, restos de plantas, material carbonizado, y escasos ostrácodos.</p> <p>Constituyentes clásticos: plagioclasa y cantidades menores de anfíbol y arcilla.</p> <p>8. Lumaquela de ostrácodos café oscura rojiza (5YR 3/2), con abundantes clastos de arena de grano fino a grueso, constituidos por olivino, piroxeno y anfíbol. Contacto inferior es erosivo; contacto superior es abrupto. Conchas de ostrácodos bien preservadas (>80% del total), con escasas diatomeas (restos de <i>Campylodiscus clypeus</i> y <i>Anomoeoneis costata</i>).</p>

7.2. Estratigrafía

La secuencia XOC18-I consta de aproximadamente 18 m de longitud (14.17-31.96 m de profundidad) con recuperación de 14.65 m de sedimento. Se dividió en 6 unidades litoestratigráficas de acuerdo a la asociación de facies presente y a las características de susceptibilidad magnética y elementos geoquímicos. En la Tabla 3 se resumen dichas características y en las Figuras 12 y 13 se muestran sus gráficas.

Tabla 3. Unidades litoestratigráficas definidas para la secuencia del núcleo XOC18-I y sus principales características de susceptibilidad magnética y geoquímica. Las unidades de κ están expresadas en unidades adimensionales del Sistema Internacional (SI). Las unidades de los elementos están expresadas en cuentas por segundo (cps).

Unidades	Facies dominantes	Espesor (m)	Rangos de variación de los parámetros	Promedio de los parámetros
1	Sedimentos de las facies 1, 2 y 4 mezclados con sedimentos de las facies 6.	2.21	$\kappa(10^6)$: 6.59–696.47 Ti: 9397–41354 Fe/Mn: 31–55 Si/Ti: 1.77–7.35 Ca/Ti: 1.91–22.95	$\kappa(10^6)$: 85.05 Ti: 15004.91 Fe/Mn: 40.68 Si/Ti: 4.86 Ca/Ti: 6.42
2	Sedimentos de las facies 2 y 4 con sedimentos gruesos de las facies 3, 5, 6 y 8.	4.52	$\kappa(10^6)$: 22.56–971.55 Ti: 8854–27437 Fe/Mn: 27.24–61.04 Si/Ti: 2.62–9.15 Ca/Ti: 2.64–61.09	$\kappa(10^6)$: 175.94 Ti: 14758.02 Fe/Mn: 41.22 Si/Ti: 5.87 Ca/Ti: 14.19
3	Unidad dominada por sedimentos de las facies 2 con espesores variables de las facies 5, 6 y 7.	1.80	$\kappa(10^6)$: 12.37–623.05 Ti: 10582–22558 Fe/Mn: 30.01–58.25 Si/Ti: 2.53–8.93 Ca/Ti: 1.89–20.74	$\kappa(10^6)$: 41.23 Ti: 14947.40 Fe/Mn: 40.64 Si/Ti: 4.65 Ca/Ti: 4.99
4	Dominan los sedimentos de las facies 1, con depósitos intercalados de las facies 6. Facies 7 y 8 cerca de la base.	3.06	$\kappa(10^6)$: 27.71–409.65 Ti: 6952–22329 Fe/Mn: 29.53–56.39 Si/Ti: 5.23–11.05 Ca/Ti: 1.56–71.25	$\kappa(10^6)$: 113.90 Ti: 15055.60 Fe/Mn: 41.50 Si/Ti: 7.43 Ca/Ti: 10.16
5	Predominan sedimentos de las facies 2 con depósitos de las facies 6.	3.05	$\kappa(10^6)$: 9.31–1425.39 Ti: 11135–36606 Fe/Mn: 27.34–55.33 Si/Ti: 2.18–7.19 Ca/Ti: 2.15–9.98	$\kappa(10^6)$: 65.04 Ti: 14960.29 Fe/Mn: 40.39 Si/Ti: 4.89 Ca/Ti: 4.94

Litoestratigrafía XOC18-I

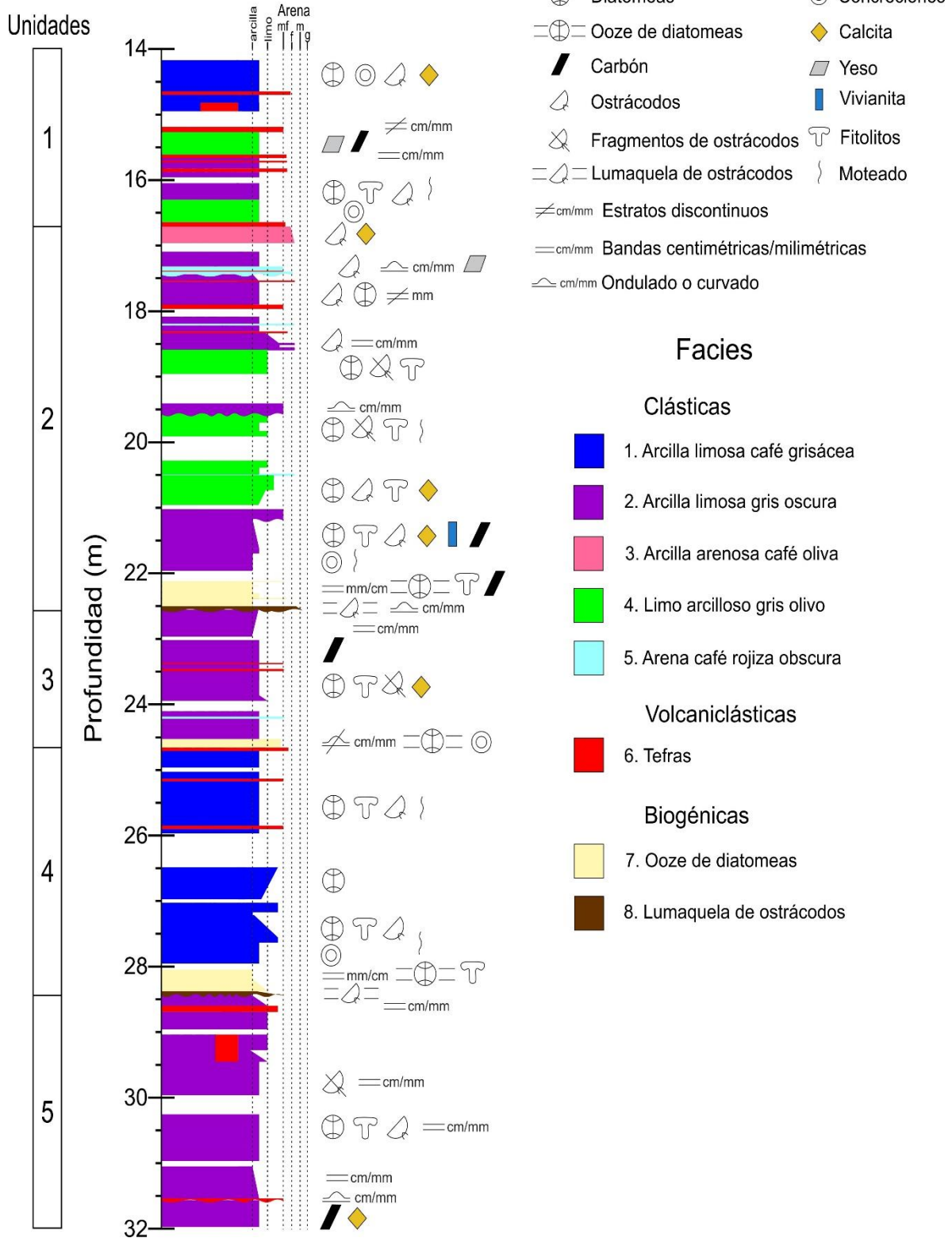


Figura 12. Litoestratigrafía de la secuencia XOC18-I. Simbología de las texturas arenosas: mf: muy fina; f: fina; m: mediana; g: gruesa.

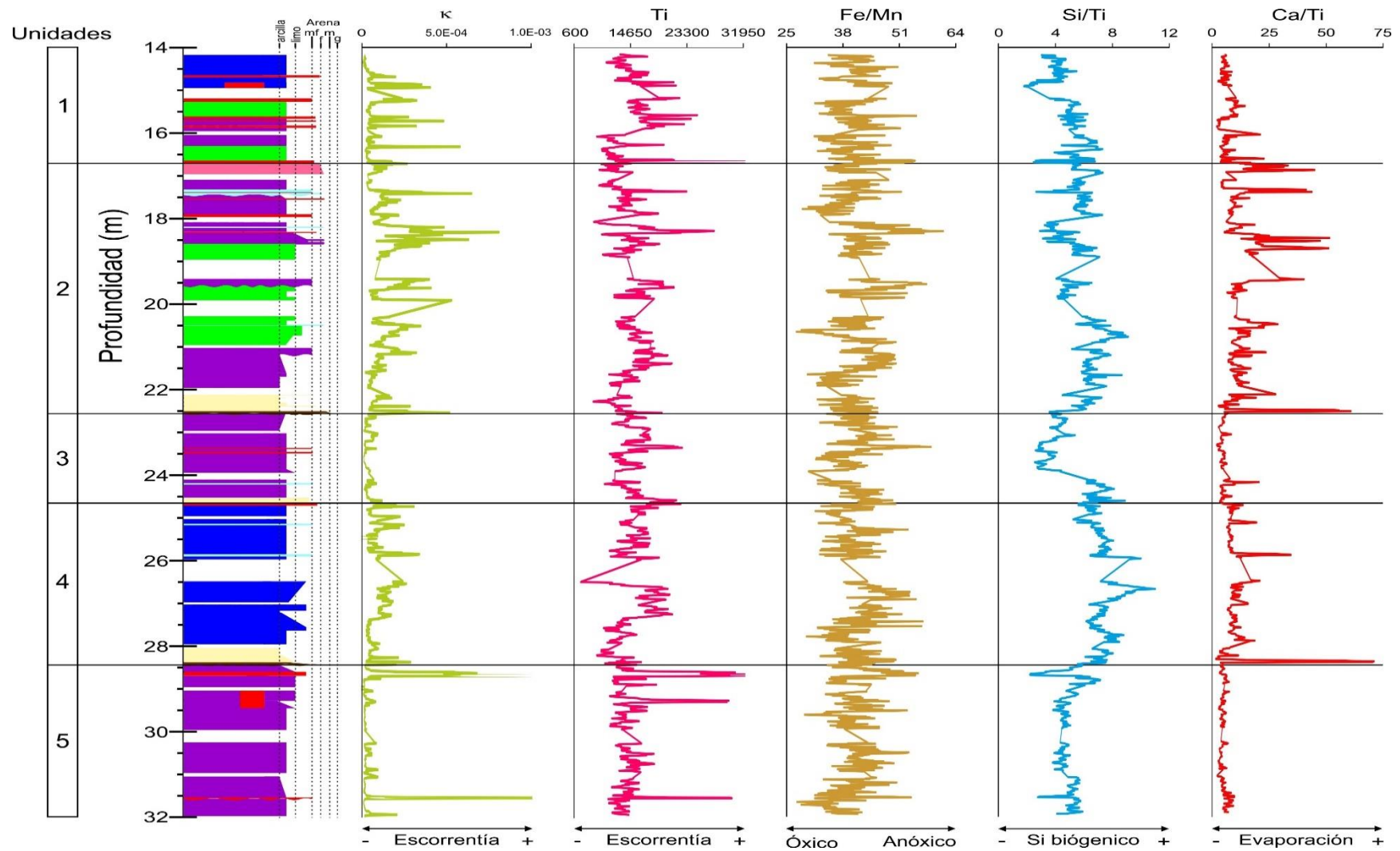


Figura 13. Columna estratigráfica, susceptibilidad magnética (κ), titanio (Ti) y relaciones de algunos elementos geoquímicos y su interpretación ambiental de la secuencia XOC18-I. La κ está expresada en unidades adimensionales del Sistema Internacional (SI). Las unidades de los elementos están expresadas en cuentas por segundo (cps).

7.3. Litofacies XOC19-II

Las litofacies de esta secuencia están conformadas principalmente por constituyentes clásticos, entre ellos el más abundante es la fracción arcilla, seguida de cantidades variables de limo y proporciones menores de arena. Los minerales identificados con mayor frecuencia en estas litofacies fueron plagioclasa, anfíbol y vidrio volcánico, siendo este último asociado a tefras. También se lograron identificar en cantidades menores cristales como olivino, piroxeno, moscovita y pirita. Las litofacies clásticas a menudo se presentan en estratos masivos de 11 a 84 cm de espesor, donde se pueden observar tenues variaciones en el color o en el tamaño de grano. En cambio, otras litofacies presentan ligeros bandeados (principalmente en la unidad 2) con espesores de 4 a 50 cm, y motas menores a 35 cm de espesor. Los contactos entre las facies clásticas suelen ser graduales, aunque también se presentan abruptos, irregulares, ondulados y erosivos.

En la fracción volcanoclástica se identificaron al menos 12 depósitos de tefra (algunos de ellos mezclados con componentes clásticos) con espesores variables (1-16 cm) y con tamaños de grano de ceniza fina a gruesa. La mayoría de las tefras presentan coloraciones negras (2.5Y 2.5/1), grises muy oscuras (10YR 3/1) y grises (10YR 6/1). Los contactos observados con otras litofacies clásticas son variados, pero los más frecuentes tanto en la base como en la cima son graduales, abruptos, discontinuos y curvados.

Se reconocieron tres depósitos de tefra como marcadores estratigráficos en la cuenca de México: Pómez Toluca Superior (PTS) (Bloomfield y Valastro, 1974; Arce *et al.*, 2003), ubicada entre 3.41-3.45 m de profundidad; Pómez Tutti Frutti (PTF) (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015), ubicada a una profundidad de 4.85-5.22 m; y Tefra Tláhuac (TT) (Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017a; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017b), ubicada entre 13.15 y 13.26 m de profundidad. Un cuarto depósito fue encontrado entre 7.80-7.82 m de profundidad, el cual se reconoció tentativamente como la Pómez Toluca Inferior (PTI) (Bloomfield y Valastro, 1977; Capra *et al.*, 2006).

La PTS consiste en ceniza gris (10YR 6/1) a café olivo (2.5Y 4/3) de grano fino a grueso de composición dacítica, cuyos principales componentes son pómez, vidrio volcánico vesiculado, plagioclasa, anfíbol, piroxeno y líticos alterados (Arce *et al.*, 2003; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017a). La PTS proviene de una compleja secuencia de depósitos piroclásticos derivados de una erupción pliniana del volcán Nevado de Toluca, ubicado en la cuenca de Lerma, al oeste de la cuenca de México (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías *et al.*, 1997; Arce *et al.*, 2003; Capra *et al.*, 2006; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017b), cuya edad aproximada es de 12,300 años cal AP (Arce *et al.*, 2003). Con un espesor de 4 cm en la secuencia XOC19-II, la PTS presenta signos muy marcados de deformación, causados, quizá, por los procesos de extracción de la secuencia sedimentaria en el sitio de perforación, o bien, por procesos naturales.

La PTF, también llamada tefra "Tlapacoya 2" por Ortega-Guerrero y Newton (1998), presenta un espesor de 16 cm y consiste en clastos de pómez amarillo pálido (2.5Y 8/3) a amarillo rojizo (5YR 7/6) y fragmentos líticos de rocas volcánicas, granodioritas y metamórficas de 0.5-2 cm de diámetro (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017a; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017b), cuyo origen corresponde a una erupción tipo pliniana del volcán Popocatepetl (Siebe y Macías, 2006). La cima de la PTF presenta un contacto abrupto y en la base un contacto de carga seguido de una ceniza gris de grano fino que también es parte de la PTF. Como se mencionó anteriormente, la edad de esta tefra es de

~14,500 ¹⁴C años AP (Sosa-Ceballos *et al.*, 2012), o bien, ~ 17,000 años cal AP (Lozano-García *et al.*, 2015; Ortega-Guerrero *et al.*, 2018).

La PTI es un conjunto de depósitos piroclásticos de caída de composición andesítica, proveniente de una erupción tipo pliniana del volcán Nevado de Toluca, cuya edad aproximada es de 25,920 años cal AP (Bloomfield y Valastro, 1977; Capra *et al.*, 2006; Arce *et al.*, 2013c; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017). Sin la suficiente certeza de ser el depósito de la PTI, éste se presenta en el núcleo XOC19-II como una delgada capa grisácea (10YR 7/1) de 2 cm de espesor, discontinua y con textura de arena fina.

La Tefra Tláhuac (Ortega-Guerrero y Newton, 1998), también llamada Gran Ceniza Basáltica (GCB) (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015; Lozano-García *et al.*, 2015), tiene una composición andesita-basáltica, que de acuerdo a Ortega-Guerrero *et al.* (2015) y Ortega-Guerrero *et al.* (2017a), consiste en bandas de ceniza negra de textura media, de 5-18 cm de espesor (en XOC19-II su espesor es de 11 cm), intercaladas con bandas de 1-15 cm de ceniza fina con limo gris, constituida por fragmentos de escoria, vidrio vesicular, líticos alterados rojos y cristales de plagioclasa y piroxeno. El origen y edad de la TT es aún incierto; sin embargo, se ha sugerido que por la distribución de los espesores que presenta en las secuencias sedimentarias del lago de Chalco, su fuente sea el volcán monogenético Teuhtli (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015) (Figura 11A). Respecto a sus edades, las reportadas oscilan entre 27,000 y 41,000 años cal AP (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015).

Las facies biogénicas más abundantes son los oozes de diatomeas de color gris claro a café muy pálido (10YR 7/1-10YR 8/4). Se presentan como capas de 8 a 30 cm de espesor con diferentes estructuras: horizontales y discontinuas, masivas (las de mayor espesor) y mezcladas con otras litofacies clásticas (limo y arcilla). Otros componentes biogénicos como MO amorfa, restos de plantas, espículas de esponja y fitolitos están comúnmente asociados a los oozes, mientras que cristales como plagioclasa y piroxeno se encuentran con escasez entre los componentes clásticos.

A continuación, se resumen las características sedimentológicas de las facies identificadas en XOC19-II (Tabla 4).

Tabla 4. Principales características sedimentológicas de las facies identificadas en XOC19-II.

Litofacies	Características sedimentológicas
Clásticas	<p>1. Arcilla gris oliva (2.5Y 6/6-10YR 6/3) a amarilla parda (10YR 6/8 10YR 7/8), compuesta por anfíbol, plagioclasa, piroxeno y olivino, con cantidades menores de vidrio volcánico y moscovita. Componentes biogénicos variables, como restos de ostrácodos, de diatomeas (<i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Surirella</i> sp., <i>Anomoeoneis costata</i>, <i>Cyclotella meneghiniana</i>), de plantas y de carbón, con cantidades inferiores de calcita, fitolitos y MO.</p> <p>Estratos masivos (<40 cm de espesor) y bandeados (hasta 50 cm de espesor) mostrando ligeros cambios de tonalidad. Contactos irregulares, ondulados o curvados entre un estrato y otro son frecuentes.</p> <p>2. Arcilla limosa café grisácea (2.5Y 4/2-2.5Y 5/2) masiva de hasta 78 cm de espesor, constituida por anfíbol, plagioclasa, piroxeno y ortopiroxeno, y con un menor porcentaje de vidrio, biotita, moscovita y pirita. Presencia frecuente de <i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Anomoeoneis costata</i>, <i>Cyclotella meneghiniana</i> y <i>Surirella</i> sp., así como de ostrácodos (conchas bien preservadas y restos) y concreciones calcáreas menores a 1 cm de</p>

	<p>diámetro. También hay poca presencia de MO amorfa, fitolitos, calcita y restos de plantas y de carbón.</p> <p>3. Arcilla limosa gris oscura (2.5Y 4/2), masiva, con espesores de 6 cm a 84 cm de espesor, con abundantes cristales (plagioclasa, anfíbol, piroxeno, pirita), diatomeas (<i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Surirella</i> sp., <i>Rhopalodia</i> sp.), calcita y MO amorfa. Restos de: ostrácodos (en algunos estratos conchas bien preservadas), plantas, carbón, fitolitos y espículas de esponja.</p> <p>4. Limo arcilloso negro (2.5Y-2.5/1), masivo (hasta 60 cm de espesor) o con motas menores a 20 cm de espesor, compuesto de anfíbol, plagioclasa, ortopiroxeno y con cantidades menores de piroxeno, olivino y biotita. Abundantes elementos biogénicos, dominando las diatomeas, particularmente <i>Cocconeis placentula</i>, <i>Epithemia</i> sp., <i>Gomphonema</i> sp., <i>Denticula valida</i>, <i>Cymbella</i> sp., <i>Fragilaria</i> sp., entre otras. Cantidades variables de MO, espículas de esponja, fragmentos de carbón, restos de plantas y fitolitos. También hay poca presencia de artrópodos (restos), polen y ostrácodos (fragmentos).</p> <p>5. Limo arcilloso gris claro (5Y 4/2-2.5Y 5/2), masivo (50 cm de espesor) y con motas de 15 a 35 cm de espesor, compuesto principalmente por anfíbol y plagioclasa, y cantidades menores de ortopiroxeno, vivianita y olivino. Gran cantidad de ostrácodos (principalmente restos) y muy escasas diatomeas (<i>Cyclotella meneghiniana</i>, <i>Campylodiscus clypeus</i>), MO y fitolitos.</p> <p>6. Limo arenoso café grisáceo (2.5Y 5/2-10YR 4/2) de textura fina a muy fina, masivo (10 cm de espesor) o mezclado con facies 4 (16 cm de espesor), compuesto principalmente por anfíbol, plagioclasa, piroxeno, con biotita y olivino en menores cantidades. Abundantes ostrácodos (restos y conchas bien preservadas) con cantidades variables de diatomeas (<i>Surirella</i> sp., <i>Campylodiscus clypeus</i>, <i>Anomoeoneis</i> sp., <i>Pinnularia</i> sp., <i>Rhopalodia</i> sp.), MO amorfa y calcita.</p> <p>7. Limo arenoso negro (2.5Y-2.5/1), masivo, con espesores de 26 a 41 cm, y en algunos estratos presenta raíces de hasta 11 cm de espesor. Compuesto de cristales de silicatos, anfíbol, plagioclasa y olivino. Abundantes fitolitos y MO con cantidades menores de diatomeas (<i>Surirella striatula</i>, <i>Cocconeis placentula</i>, <i>Epithemia</i> sp., <i>Fragilaria</i> sp., <i>Denticula valida</i>), espículas de esponja y fragmentos de artrópodos y de carbón.</p> <p>8. Arena café grisácea (5YR 3/4-10YR 3/3) de textura mediana-fina, Capas horizontales discontinuas menores a 3 cm de espesor, compuestas por plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Gran cantidad de ostrácodos (restos y conchas). Muy escasas diatomeas y componentes biogénicos.</p>
Volcaniclásticas	<p>9. Cenizas negra (2.5Y 2.5/1) a gris (10YR 5/1) de grano fino a medio, con abundantes cristales, como vidrio, plagioclasa, piroxeno, olivino, pirita (en algunas cenizas) e inclusiones minerales. Escasos elementos biogénicos (restos de ostrácodos y de diatomeas).</p> <p>Se presentan como capas horizontales continuas o discontinuas de 2-11 cm de espesor, o mezcladas con otras facies (1, 2, 4 y 10). La mayoría de los contactos que presentan son graduales, tanto en base como en cima.</p>
Biogénicas	<p>10. Ooze de diatomeas gris claro a café muy pálido (10YR 7/1-10YR 8/4) de textura fina-media (limo arcilloso), constituido por una gran variedad de especies, siendo las más frecuentes: <i>Denticula valida</i>, <i>Cocconeis placentula</i>, <i>Encyonema mesianum</i>, <i>Gomphonema</i> sp., <i>Staurosira</i> sp., <i>Cymbella mexicana</i> (?), <i>Epithemia</i> sp. y <i>Rhopalodia</i> sp. Además, hay cantidades variables de MO amorfa, restos de plantas, espículas de esponja, fragmentos de carbón, fitolitos y restos de artrópodos.</p>

	Elementos clásticos variables (escasos cristales en la mayoría de los tramos, como plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, olivino y vivianita). 11. Lumaquela de ostrácodos café grisácea oscura (10YR 4/2), con abundantes clastos de arena media a gruesa. Se presenta en bandas irregulares y discontinuas, con restos de carbón, algas calcáreas, gasterópodos y escasas diatomeas. Presencia de pequeñas raíces y gravas menores a 2 cm de diámetro. Contacto superior es gradual.
--	---

7.4. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica XOC19-II fue dividida en 5 unidades (Figura 14) de acuerdo a las características sedimentológicas que comparten los sedimentos. Esta secuencia tiene una longitud aproximada de 20 m (0.57-19.91 m de profundidad), conformada por 15.26 m de sedimento. En la Tabla 5 se resumen las características de κ , FRX, C y N de los sedimentos, y en la Figura 15 sus gráficas.

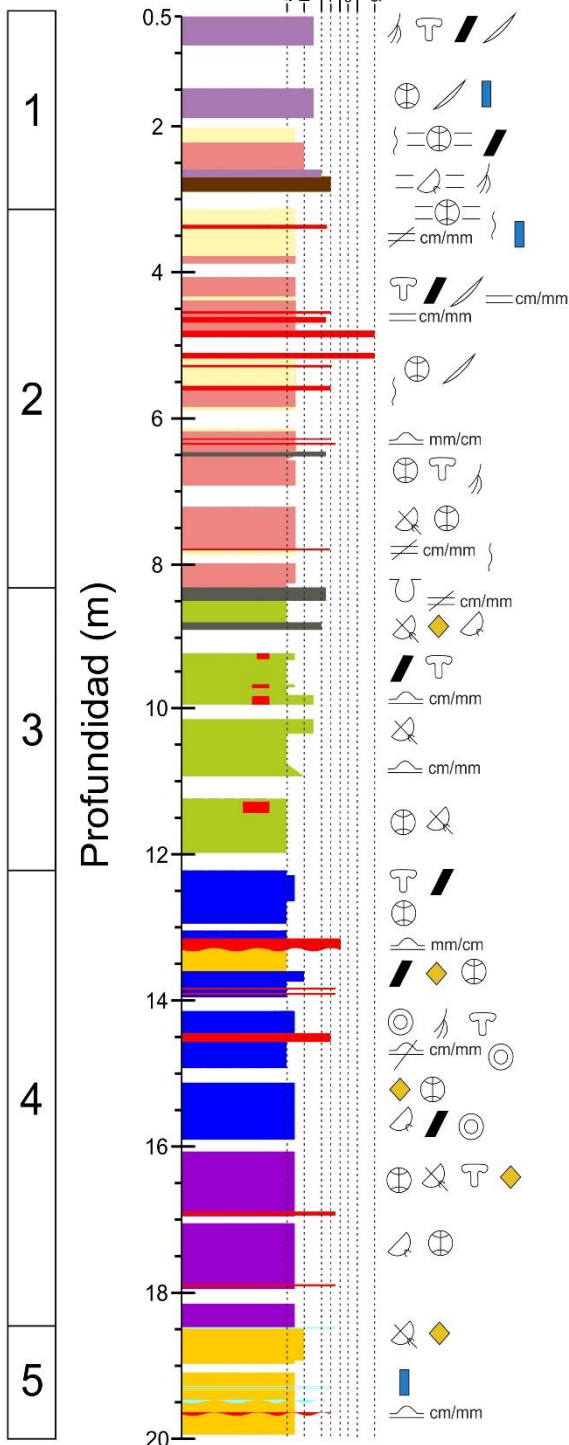
Tabla 5. Unidades litoestratigráficas definidas para la secuencia del núcleo XOC19-II y sus principales características de susceptibilidad magnética, geoquímica y C/N. Los valores de C y N se expresan en porcentajes (%). Las unidades de los elementos están expresadas en cuentas por segundo (cps). Las unidades de κ son adimensionales del Sistema Internacional (SI).

Unidades	Facies dominantes	Espesor (m)	Rangos de variación de los parámetros	Promedio de los parámetros
1	Sedimentos conformados por facies 7, con algunos estratos de las facies 4, 10 y 11.	1.67	$\kappa(10^1)$: 0.04–298 Ti: 756.56–4284.81 Fe/Mn: 85.41–302.80 Si/Ti: 49.71–520.79 Ca/Ti: 7.35–1109.63 Corg/N: 5.44–18.80 COT: 1.83–38.20 CIT: 0.008–8.65	$\kappa(10^1)$: 23.63 Ti: 1796.57 Fe/Mn: 171.19 Si/Ti: 226.65 Ca/Ti: 51.25 Corg/N: 180.84 COT: 13.20 CIT: 2.05
2	Predominancia de las facies 4, seguidas de las facies 9 y 10, con algunas capas de las facies 6.	4.96	$\kappa(10^1)$: 0.04–256 Ti: 623.64–7145.98 Fe/Mn: 75.27–479.43 Si/Ti: 34.38–956.68 Ca/Ti: 4.72–47.40 Corg/N: 7.26–227.46 COT: 0.39–35.79 CIT: 0.003–2.41	$\kappa(10^1)$: 20.80 Ti: 2326.41 Fe/Mn: 239.74 Si/Ti: 268.56 Ca/Ti: 14.68 Corg/N: 19.95 COT: 11.58 CIT: 0.53
3	Dominan sedimentos de las facies 1 mezclados con facies 9. Algunos depósitos de las facies 6 en la cima.	2.81	$\kappa(10^1)$: 1.32–134 Ti: 2186.64–3246.25 Fe/Mn: 54.73–187.69 Si/Ti: 92.94–153.84 Ca/Ti: 8.61–48.23 Corg/N: 10.27–16.14 COT: 1.78–11.61 CIT: 0.02–1.96	$\kappa(10^1)$: 10.85 Ti: 2634.71 Fe/Mn: 81.53 Si/Ti: 117.92 Ca/Ti: 33.96 Corg/N: 12.74 COT: 5.33 CIT: 0.91
4	Sedimentos de las facies 2 y 3 con algunas capas de las facies 5 y 9.	5.32	$\kappa(10^1)$: 0.10–319 Ti: 2325.62–5883.16 Fe/Mn: 51.65–110.98 Si/Ti: 40.82–155.81 Ca/Ti: 6.34–42.04 Corg/N: 7.30–40.39	$\kappa(10^1)$: 12.08 Ti: 3136.53 Fe/Mn: 78.01 Si/Ti: 110.06 Ca/Ti: 19.04 Corg/N: 15.38

			COT: 0.72–6.64 CIT: 0.02–5.79	COT: 4.18 CIT: 0.80
5	Sedimentos principalmente de las facies 5 intercalados con capas de las facies 8 y 9.	1.32	$\kappa(10^1)$: 5.09–158 Ti: 2032.45–2849.52 Fe/Mn: 70.71–110.38 Si/Ti: 94.42–182.73 Ca/Ti: 17.02–50.68 Corg/N: 7–10.77 COT: 1.13–10.77 CIT: 0.23–1.56	$\kappa(10^1)$: 15.59 Ti: 24.67.67 Fe/Mn: 88.85 Si/Ti: 128.80 Ca/Ti: 30.22 Corg/N: 8.98 COT: 2.45 CIT: 1.03

Litoestratigrafía XOC19-II

Unidades



Leyenda

- | | | | |
|---------|-----------------------------------|---|--------------|
| ⊕ | Diatomeas | ⊙ | Concreciones |
| ⊕= | Ooze de diatomeas | ◆ | Calcita |
| ☞ | Restos de planta | ▮ | Vivianita |
| ☞ | Ostrácodos | ⊔ | Fitolitos |
| ☞ | Fragmentos de ostrácodos | ▬ | Carbón |
| ☞= | Lumaquela de ostrácodos | ⎵ | Moteado |
| ∩ | Moldes de carga | | |
| ☞ | Espículas de esponja | | |
| ==cm/mm | Bandas centimétricas/milimétricas | | |
| ≠cm/mm | Estratos discontinuos | | |
| ∩ cm/mm | Ondulado o curvado | | |

Facies

Clásticas

- 1. Arcilla gris oliva
- 2. Arcilla limosa café grisácea
- 3. Arcilla limosa gris oscura
- 4. Limo arcilloso negro
- 5. Limo arcilloso gris claro
- 6. Limo arenoso café grisáceo
- 7. Limo arenoso negro
- 8. Arena café grisácea

Volcaniclásticas

- 9. Tefras

Biogénicas

- 10. Ooze de diatomeas
- 11. Lumaquela de ostrácodos

Figura 14. Litoestratigrafía de la secuencia XOC19-II. Simbología de las texturas arenosas: mf: muy fina; f: fina; m: mediana; g: gruesa; mg: muy gruesa; gran: granuloso. Los espacios en blanco en la columna corresponden a las divisiones entre cada tramo de sedimento.

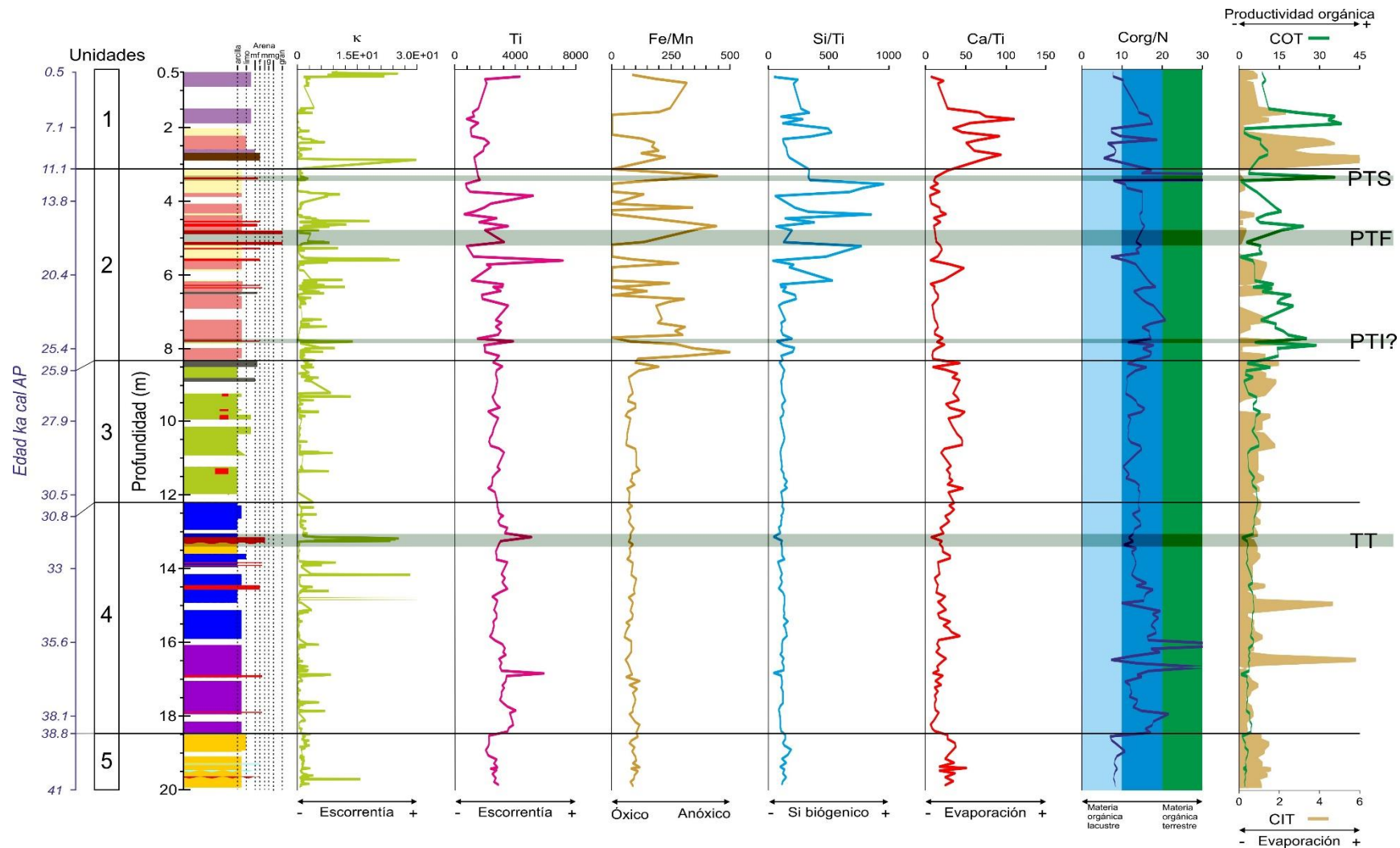


Figura 15. Columna estratigráfica, susceptibilidad magnética (κ), titanio (Ti) y relaciones de algunos elementos geoquímicos, Corg/N, COT, CIT y su interpretación ambiental. En la extrema izquierda se indican las edades obtenidas en el modelo de edad utilizado para este trabajo de la secuencia XOC19-II. Los valores de C y N se expresan en porcentajes (%). Las unidades de los elementos están expresadas en cuentas por segundo (cps). Las unidades de κ son adimensionales del Sistema Internacional (SI). PTS: Pómez Toluca Superior; PTF: Pómez Tutti Frutti; PTI: Pómez Toluca Inferior (?); TT: Tefra Tláhuac.

7.5. Modelo de edad

Para la secuencia estratigráfica XOC19-II se fecharon dos fragmentos orgánicos mediante la técnica de ^{14}C AMS. A partir de las edades calibradas obtenidas y las reportadas en otros estudios de tres marcadores estratigráficos de la CM identificados en la secuencia (PTS, PTF y TT) se elaboraron dos modelos de edad (Figura 16) mediante una interpolación lineal. En la Tabla 6 se desglosan las edades obtenidas en este trabajo, así como las edades (aproximadas) de los tres marcadores estratigráficos considerados. Debido a que la edad de la TT es aún incierta, se decidió utilizar una edad intermedia de 32,000 años cal AP para los modelos.

En el primer modelo (Figura 16A) se consideró una tasa de sedimentación constante, mientras que en el segundo (Figura 16B) se consideró un cambio en la tasa de sedimentación a una profundidad de 6.60 m. Comparando las edades obtenidas en la base y en la cima de la secuencia XOC19-II de ambos modelos, se decidió utilizar el segundo, puesto que las edades para la cima y la base de ~500 años cal AP y ~41,000 años cal AP, respectivamente, son más consistentes con las edades estimadas en otros estudios, tanto en la cuenca de Xochimilco como en el lago de Chalco (Ortega-Guerrero *et al.*, 2017a; Reyes-Corona, 2017; Albarrán-Santos, 2018; Ortega-Guerrero *et al.*, 2018; Cruz-Fitz, 2019).

Se calcularon dos tasas de sedimentación a partir de una regresión lineal, restando los espesores de las tefras, ya que se consideran instantáneo su depósito, entre la PTS y el cambio de sedimentación considerado, y entre este último punto y la TT. El resultado del primer cálculo fue de 0.23 mm/año, y el segundo de 0.56 mm/año.

Tabla 6. Edades consideradas para la elaboración del modelo de edad de la secuencia XOC19-II.

Código de laboratorio	Profundidad (m)	Material datado	Edad ^{14}C (AP)	Edad media calibrada (AP)
Edad PTS ^a	3.43	Carbón dentro de la PTS	10,445 +/- 95	12,300
Edad PTF ^b	5.35	Carbón dentro de la base de la unidad GT de la PTF	14,065 +/- 500/-470	17,000
Beta 569714	6.60	Sedimento orgánico	19,070 +/- 50	22,980
Beta 569715	7.77	Sedimento orgánico	21,650 +/- 70	25,919
Edad TT ^{c,d,e,f,g}	13.26	Consultar referencias	23,000 - >34,000	27,000 - 41,000 32,000*

^a García-Palomo *et al.* (2002); Arce *et al.* (2003).

^b Sosa-Ceballos *et al.* (2012).

^{c,d,e,f,g} Lambert (1986); Lozano-García *et al.* (1993); Mooser (1997); Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998); Ortega-Guerrero *et al.* (2015). * Para esta tefra se utilizó la edad de 32,000 cal AP en el modelo de edad.

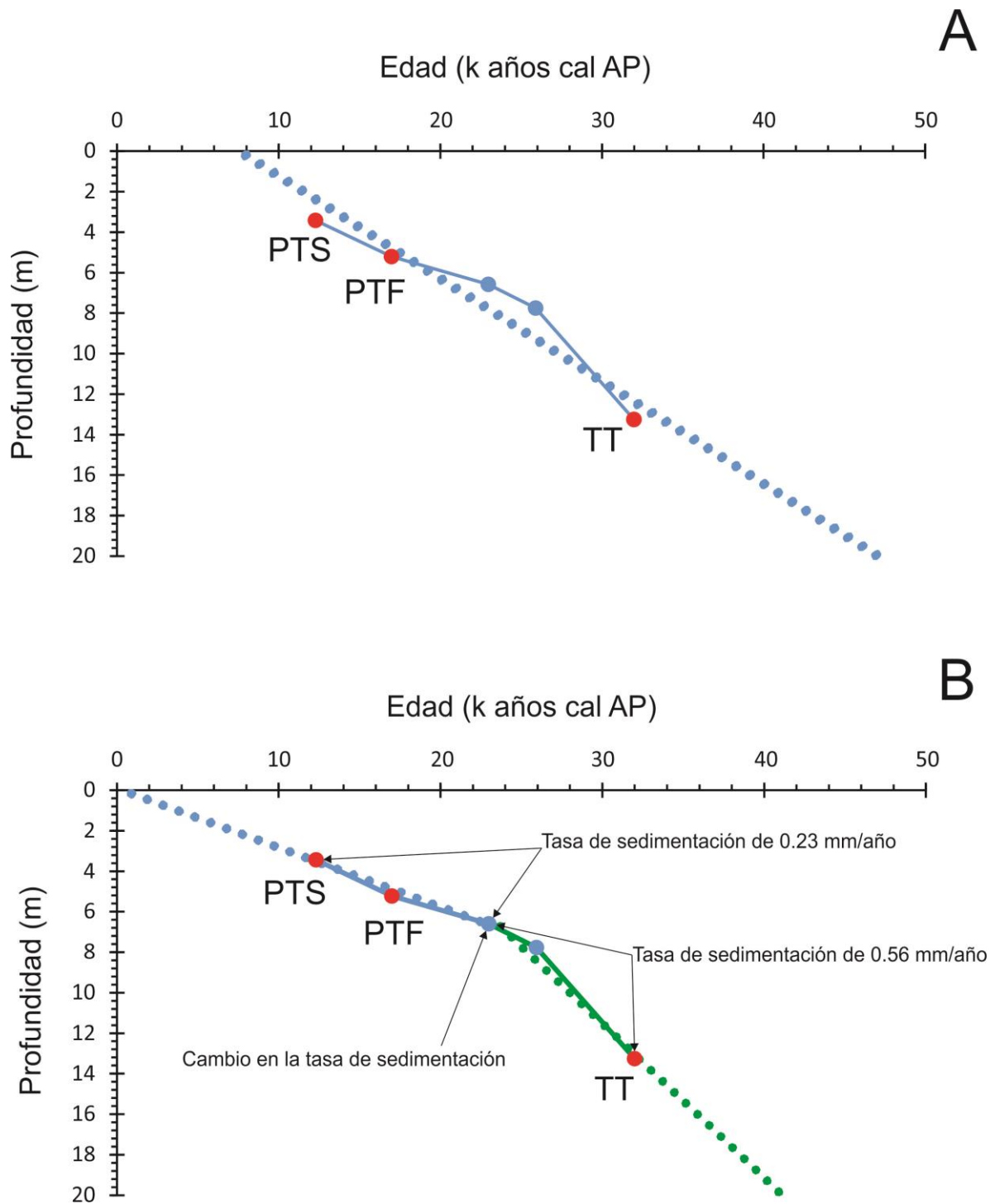


Figura 16. (A) Modelo de edad obtenido de la secuencia XOC19-II considerando sedimentación constante, donde la cima tiene una edad aproximada de 9,000 años cal AP y la base 47,000 años cal AP. (B) Modelo de edad generado a partir de un cambio en la tasa de sedimentación en 6.60 m de profundidad. Edad aproximada de la cima 500 años cal AP y de la base 41,000 años cal AP.

VIII. Discusión

Las variaciones en los parámetros físicos y geoquímicos, así como en las características sedimentológicas y estratigráficas de las secuencias analizadas en este trabajo, permiten elaborar un modelo de las condiciones ambientales bajo las cuales se acumularon los sedimentos estudiados.

Debido a que no se cuenta con fechamientos radiométricos de la secuencia XOC18-I, se presenta una correlación de la misma con la información obtenida de los núcleos cercanos XOC16-II (Reyes-Corona, 2017; Albarrán-Santos, 2018; Ortega-Guerrero et al., 2018) y XOC17-I (Cruz-Fitz, 2019) (Figura 17).

La secuencia XOC16-II, cuya longitud es menor a 2.5 m, abarca ca. 18,000 años cal AP. Mientras que en las secuencias XOC17-I (0-15.32 m de profundidad) y XOC18-I (14-32 m de profundidad), que se colectaron a menos de 5 m de separación, se observa un traslape de alrededor de 1 m entre la base del XOC17-I y la cima del XOC18-I (Figura 18). Aunque no se cuenta con fechamientos para la parte inferior de la secuencia sedimentaria del XOC17-I, el modelo de edad elaborado por Cruz-Fitz (2019) estima que la base del registro tiene alrededor de 80,000 años AP. De acuerdo a este modelo, la edad de los sedimentos colectados en el sondeo XOC18-I son anteriores a esta edad.

Por otra parte, la secuencia del sitio XOC19-I, colectada a 6 km al SW del resto de los sondeos (Figura 10), abarca una temporalidad estimada entre ca. 0.5 y 41 ka cal AP (ver capítulo de Resultados, Figura 16).

Debido a la falta de una escala temporal para la secuencia XOC18-I, pero que sin duda es anterior a la secuencia colectada en el sondeo XOC19-II, se presenta un modelo de los cambios paleoambientales sin un marco cronológico.

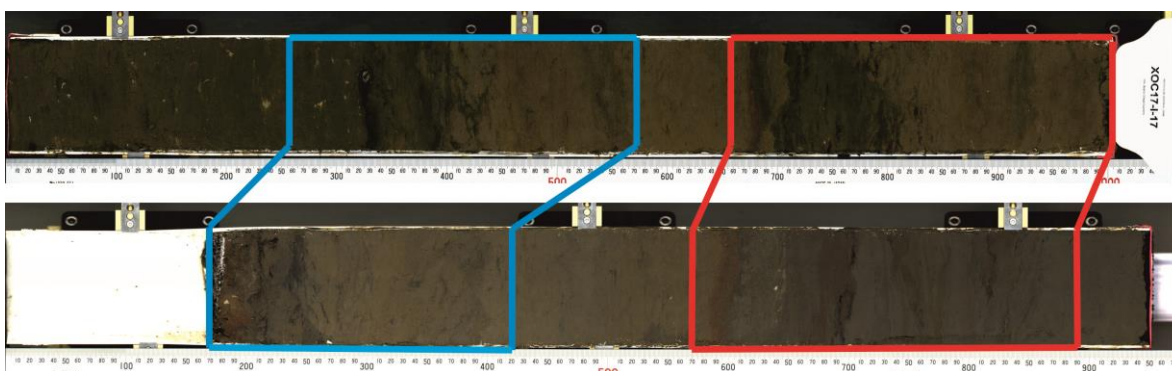


Figura 18. Imágenes de alta resolución de un tramo de los sedimentos colectados en los sondeos XOC17-I (arriba) y XOC18-I (abajo). El traslape encontrado entre las secuencias se presenta en la base de XOC17 (tramo 17) y cerca de la cima de XOC18 (tramo 2), ambas ubicadas a una profundidad cercana a los 15 m. Las líneas de color encierran las similitudes más evidentes en las características de los sedimentos de cada secuencia.

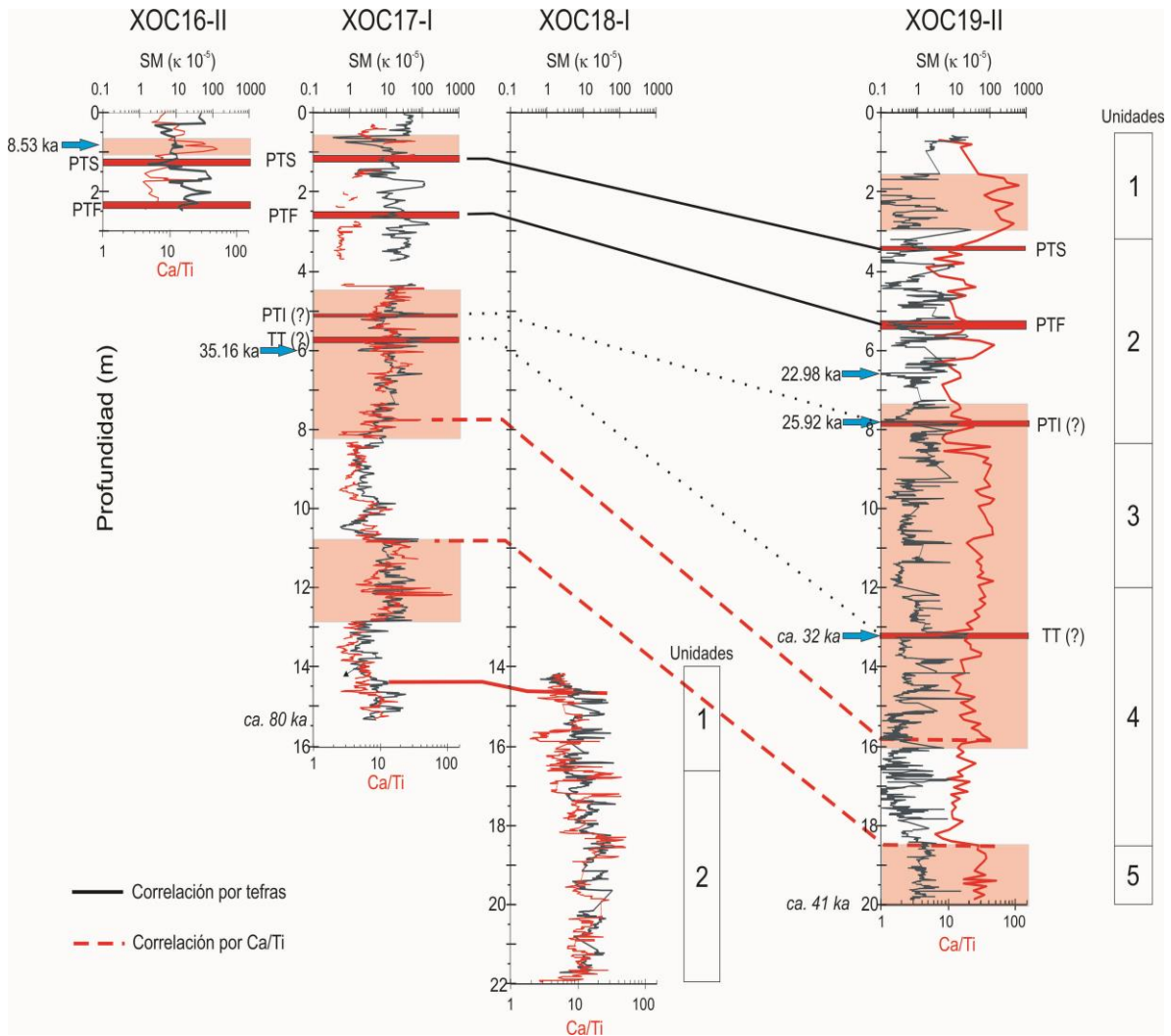


Figura 17. Correlaciones entre los registros sedimentarios de la parte occidental (XOC16-II, XOC17-I y XOC18-I [parte superior]) y oriental (XOC19-II) de la cuenca de Xochimilco, a partir de los registros de susceptibilidad magnética (SM, curvas gris oscuro) y la relación Ca/Ti (curvas rojas). Se muestra la posición de las tefras marcadoras identificadas Pómez Toluca Superior (PTS) y Pómez Tutti Frutti (PTF), y las posibles ubicaciones de la Pómez Toluca Inferior (PTI) y la Tefra Tláhuac (TT). Las áreas en rojo señalan los intervalos con mayores valores de Ca/Ti. A la izquierda de los registros se señalan los niveles estratigráficos fechados por ^{14}C (flechas azules) en miles de años cal AP. Las edades estimadas para la Tefra TT en el sondeo XOC19-II y para la base de las secuencias XOC17-I y XOC19-II, de acuerdo a sus respectivos modelos de edad, se indican en cursivas. Para la ubicación de los sondeos véase la Figura 10.

8.1. Historia paleolimnológica de XOC18-I

Unidad 5 (32.0-28.41 m de profundidad)

Las características homogéneas de los sedimentos de esta unidad, como color y textura (arcillas y limos), sugieren que se acumularon en un periodo sin cambios drásticos en el ambiente de depósito. La preservación de un ligero bandeamiento en los sedimentos también sugiere un ambiente lacustre tranquilo. Asimismo, los parámetros geoquímicos y de susceptibilidad magnética son poco fluctuantes. Únicamente el Ti y κ presentan valores altos en los depósitos de tefras, mientras que para el resto de los sedimentos los valores bajos sugieren un limitado aporte detrítico a la cuenca.

El escaso registro de diatomeas a lo largo de esta unidad (bajo Si/Ti) muestra un mismo ensamble de especies, en el que dominan *Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata* y *Surirella peisonis*, acompañadas en porcentajes menores de *Surirella striatula*, *Rhopalodia operculata*, *R. gibberula* y *Denticula valida*. Este conjunto de diatomeas sugiere la existencia de niveles lacustres someros, salobres y alcalinos (Bradbury, 1971).

Las características anteriores en conjunto sugieren un clima templado con baja escorrentía y baja evaporación, como se interpreta a partir de los valores bajos en Ti y Ca/Ti. Es posible que los cambios más significativos ocurrieran durante los eventos de depósito de cenizas, produciendo condiciones de anoxia en las aguas profundas del lago (altos valores de Fe/Mn en tefras).

Unidad 4 (28.41-24.59 m de profundidad)

En la base de esta unidad se encontró una lumaquela de ostrácodos con abundantes clastos de arena fina a media. Esta capa de arena, ligada a un bajo aporte detrítico (valores bajos en κ y Ti) y a valores altos en Ca/Ti, sugiere que el área del lago y el nivel lacustre se redujeron considerablemente. Esta reducción en el nivel del lago generó una exposición aérea y erosión de los sedimentos subyacentes durante el depósito de las arenas, en tanto que las partículas más finas (limos y arcillas) probablemente no se depositaron debido a la turbidez en el nivel bajo del lago (Chen *et al.*, 2004). La coloración rojiza de la capa de arena y la del ooze de diatomeas que le sobreyace (28.41-28.04 m de profundidad), junto con un patrón descendente en la relación Fe/Mn, implican la oxigenación de la interfase agua-sedimento (Melles *et al.*, 2012), así como una mayor preservación de óxidos de Fe (Ortega-Guerrero *et al.*, 2020). Las especies de diatomeas dominantes en este intervalo, tales como *Campylodiscus clypeus* y *Anomoeoneis costata*, sustentan la turbidez y reducción del lago (Caballero, 1997).

Durante el resto de la unidad (28.04-24.59 m de profundidad), los valores ligeramente más altos de Ti y κ indican un mayor transporte de sedimentos al lago, probablemente debido a una pobre cubierta vegetal. En tanto que los valores relativamente altos en Ca/Ti indican mayor concentración iónica en el cuerpo lacustre, sugiriendo un aumento en la evaporación. La textura moteada de los sedimentos indica la ocurrencia de reacciones redox generadas, posiblemente, por un aumento en la producción y concentración de O₂ por parte de las diatomeas (valores altos en Si/Ti), ya que esta molécula es uno de los agentes oxidantes más importantes en los lagos (Cohen, 2003). Otra consecuencia de la alta productividad biogénica en esta unidad, particularmente entre 28.04-26.5 m de profundidad, es la formación de condiciones anóxicas en la columna de agua, como lo sustenta la relación

directa entre Si/Ti y Fe/Mn. Al haber altas temperaturas y alta productividad, se pueden generar condiciones de anoxia en los lagos, inclusive en aquellos poco profundos (Cohen, 2003).

En el intervalo de 28.04-24.59 m de profundidad dominan especies de diatomeas alcalófilas, halófilas y de ambientes someros, tales como *C. clypeus* y *A. costata*, y en menor proporción *Surirella peisonis* y *Anomoeoneis sphaerophora* (Caballero, 1997; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998).

En general, durante el depósito de esta unidad dominaron las condiciones cálidas y relativamente secas, con algunos episodios de sequía más intensos, que provocaron un lago salino y somero.

Unidad 3 (24.59-22.56 m de profundidad)

La unidad 3 se caracteriza por representar un retorno a las condiciones descritas en la unidad 5, pues las características de los sedimentos y el comportamiento de los parámetros de κ y geoquímica son muy similares. Ti y κ presentan valores muy bajos, siendo los máximos, además de en las tefras, en los picos de Ca/Ti, indicando periodos de erosión. Cabe resaltar que entre 23.38 y 23.28 m de profundidad, se registran condiciones importantes de anoxia (valores muy altos en Fe/Mn) que concuerdan con valores altos en Ti, lo que sugiere ser el resultado de la caída de cenizas en la cuenca.

Las diatomeas presentes en esta unidad son: *Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata*, *Halamphora veneta*, *Surirella tenera* y *Cyclotella meneghiniana*. Esta asociación de diatomeas sugiere la predominancia de un nivel lacustre bajo, con aguas alcalinas y subsalinas a hiposalinas (Avendaño, 2017). Sin embargo, dado que κ , Ti y Ca/Ti presentan valores generalmente más bajos que en la unidad anterior, posiblemente el nivel del lago fue ligeramente menos somero que la unidad anterior.

Unidad 2 (22.56-16.71 m de profundidad)

Las condiciones ambientales inferidas en la base de esta unidad son muy similares a aquellas reconocidas en la base de la unidad 4. La lumaquela de ostrácodos y las arenas asociadas a ella indican la contracción del lago, ya que ambas características concuerdan con valores altos en Ca/Ti, los cuales sugieren una intensa evaporación. El ooze de diatomeas, de coloración rojiza, y el descenso de Fe/Mn indican la oxigenación de la interfase agua-sedimento. En el ooze de diatomeas dominan especies bentónicas, tales como *Campylodiscus clypeus* y *Anomoeoneis sp.*, en compañía de *Surirella sp.*, *Rhopalodia gibberula* y *C. meneghiniana*. Este conjunto de diatomeas sugiere aguas alcalinas, concentradas y turbias (Caballero, 1997; Caballero y Ortega, 1998; Alcántara *et al.*, 2002).

El resto de la unidad (21.95-16.71 m de profundidad) se caracteriza por ser el periodo con menor nivel del lago y más intensa evaporación del registro, como lo sustentan el depósito de sedimentos gruesos y los altos valores en Ca/Ti (indicando también aguas concentradas en carbonatos), en concordancia con altos valores en Ti y κ , que indican un mayor aporte detrítico. Este intervalo también destaca por ser un periodo de intensas fluctuaciones en el nivel y estado redox del lago de Xochimilco, inferidas a partir de la observación de texturas moteadas en los sedimentos y en las variaciones en Fe/Mn, cuyos valores son los de mayor amplitud de todo el registro sedimentario. La constante presencia de cenizas en los

sedimentos reflejan un intenso vulcanismo durante este periodo, lo que también pudo haber influido en la inestabilidad lacustre, tanto en su nivel, como en el establecimiento de condiciones anóxicas en el lago, ya que existe una relación entre los valores altos en Ti y κ y valores altos en Fe/Mn.

Las diatomeas identificadas en este tramo sustentan la interpretación de las condiciones áridas, pues prevalecieron especies halófilas, como *Anomoeoneis costata* y *Campylodiscus clypeus*; y alcalófilas, como *Surirella* sp., *Cyclotella meneghiniana* y *Rhopalodia gibberula*, todas indicando, además, ambientes someros.

Unidad 1 (16.71-14.17 m de profundidad)

Los valores máximos de κ y Ti en esta unidad coinciden con la presencia de tefras en los sedimentos, indicando la continuidad de la intensa actividad volcánica iniciada en la unidad 2. El descenso en los valores de Ca/Ti, respecto a la unidad anterior, indican menor evaporación, y en consecuencia, supone una ligera recuperación en el nivel lacustre.

El conjunto de diatomeas (las mismas especies que en la unidad anterior) y la presencia de material carbonizado, calcita, ostrácodos y yeso, sugieren un ambiente lacustre somero y alcalino, con algunos eventos de incendios en el entorno.

8.2. Historia paleolimnológica de XOC19-II

Unidad 5 (20-18.48 m de profundidad, ~41,000-38,800 años cal AP)

Las edades calculadas para esta unidad corresponden al estadio isotópico marino 3 (MIS 3, 57,000-29,000 años AP), de acuerdo a Lisiecki y Raymo (2005). Las capas horizontales de textura arena media-fina que se encuentran en esta unidad, en conjunto con los bajos valores de Ti y κ , sugieren un ambiente litoral con bajo aporte de terrígenos. La dominancia de MO de origen lacustre indica un escaso desarrollo de vegetación terrestre. La precipitación de carbonatos, relativamente alta (>CIT), así como las escasas diatomeas identificadas (*Campylodiscus clypeus*, *Cyclotella meneghiniana* y *Surirella* sp.) indican un ambiente lacustre somero y salino, que favorecieron el desarrollo de los ostrácodos, cuyas valvas bien preservadas en el registro sugieren un ambiente de baja energía. Las características anteriores, en conjunto, permiten inferir la existencia de condiciones relativamente secas con un cuerpo lacustre somero y salino durante este intervalo.

Unidad 4 (18.48-12.20 m de profundidad, ~38,800-30,800 años cal AP)

La temporalidad de esta unidad se ubica hacia la parte terminal del MIS 3 (Lisiecki y Raymo, 2005). El ligero aumento en el aporte de terrígenos, respecto a la unidad anterior, que coincide con una leve disminución en Ca/Ti y CIT y el incremento en Corg/N, sugieren condiciones ligeramente más húmedas, con dos pulsos con la máxima expansión de la vegetación terrestre en el registro, que se ubican hacia 36,500 años cal AP y 35,700 años cal AP. Estas condiciones fueron interrumpidas por dos episodios de condiciones más secas (>Ca/Ti), centrados en 36,200 años cal AP y 34,300 años cal AP, interpretación que sustentan las características ecológicas (alcalófilas-halófilas) de las diatomeas dominantes en esos intervalos (*Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Surirella* sp. y *Rhopalodia* sp.). Esta asociación indica condiciones salinas y someras en el lago, además de un incremento en la concentración y turbidez del mismo.

Un aspecto importante a resaltar en esta unidad es el depósito de la TT (13.26-13.15 m de profundidad, que corresponde entre 32,140-32,000 años cal AP, de acuerdo al modelo de edad desarrollado) y su posible impacto en la cuenca, ya sea en su morfología o en las condiciones lacustres. Analizando los valores de geoquímica, κ , Corg/N, COT y CIT, no se identificaron cambios considerables en estos indicadores, ya que su comportamiento se mantiene conservador en un rango estrecho y no muestra grandes variaciones. Sumado a esto, la asociación de diatomeas reconocidas antes y después de este depósito es prácticamente la misma (*Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata* y *Cyclotella meneghiniana*), con el recambio de *Rhopalodia* sp. a *Surirella* sp., denotándose únicamente un cambio de género, mas no de ecología (Caballero, 1997); por lo tanto, se mantuvieron las mismas condiciones climáticas y lacustres ya descritas.

Las características anteriores sugieren que la cuenca de Xochimilco no experimentó cambios drásticos posteriores a la caída de la TT, concluyéndose que las fluctuaciones en el ambiente lacustre, para este caso, ocurrieron en respuesta a las condiciones climáticas y no a eventos volcánicos, concordando con lo reportado por Lozano *et al.* (2015b).

Unidad 3 (12.20-8.38 m de profundidad, ~30,800-25,900 años cal AP)

Al inicio de esta unidad, hasta 10.70 m de profundidad (30,800-28,900 años cal AP), el análisis de los indicadores terrígenos muestra baja escorrentía hacia la cuenca, lo que limitó el aporte de MO terrestre. Los valores ligeramente altos en Ca/Ti, relacionados con la frecuente presencia de ostrácodos, sugieren condiciones relativamente cálidas y secas. Adicionalmente, la presencia de *Campylodiscus clypeus* y *Anomoeoneis costata*, se relacionan con este comportamiento, ya que indican un medio salobre.

Hacia la cima, entre 28,900 y 25,900 años cal AP, los altos valores en la relación Ca/Ti y CIT propiciaron una mayor concentración de Ca autigénico (aumento de ostrácodos y calcita), principalmente durante el depósito de la facies 6, cuando se intensificaron las condiciones cálidas y de alta evaporación en la cuenca de Xochimilco. En este intervalo, continua la dominancia de diatomeas previamente mencionadas y aparecen especies alcalófilas como *Cyclotella meneghiniana*, *Rhopalodia* sp. y *Surirella* sp. Este ensamblaje sugiere la permanencia de un ambiente salino con la formación de un lago con pH alcalino.

Unidad 2 (8.38-3.19 m de profundidad, ~25,900-11,100 años cal AP)

El registro de κ y Ti a lo largo de esta unidad presentan valores generalmente altos con los mayores picos en las cenizas, donde también se observan (en general) disminuciones en los valores de COT. De igual manera, se registran los valores más altos de COT de toda la secuencia, lo que supondría un gran contenido de materia orgánica y explicaría la coloración oscura (2.5Y-2.5/1) de los sedimentos. También se presentan los valores más altos de Si/Ti de toda la secuencia, que correlacionan inversamente con el comportamiento de Fe/Mn, lo que podría deberse a un efecto de dilución de los elementos restantes en los sedimentos (incluido el Fe).

Entre 8.38-6.19 m de profundidad (~25,900-21,100 años cal AP), durante el Último Máximo Glacial (UMG, 26,500-19,000 años cal AP, Clark *et al.*, 2009), los valores intermedios en κ y Ti, asociados a valores bajos en Ca/Ti, sugieren un moderado aporte terrígeno hacia la cuenca. Además, los valores relativamente altos en Corg/N indican una ligera expansión de la vegetación terrestre. El registro de diatomeas durante este intervalo está dominado por

especies circumneutrales, tales como *Cocconeis placentula*, *Gomphonema* sp., *Epithemia turgida*, *turgida* var. *granulata* y *adnata*, *Encyonema* sp. *Fragilaria* sp. y las pequeñas diatomeas consideradas ticoplanctónicas: *Staurosira construens* var. *construens*, *Staurosira construens* var. *venter* y *Staurosirella pinnata* (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018), y especies alcalófilas, como *Nitzschia* sp., principalmente *frustulum*, y *Rhopalodia* sp. Esta misma asociación de diatomeas (o muy similares) se han identificado en otros estudios (Caballero, 1997; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 2017), y sugiere un medio somero con aguas dulces a ligeramente alcalinas.

Durante el UMG, particularmente entre 25,600-24,500 años cal AP, el lago de Xochimilco experimentó fluctuaciones en su pH y salinidad. Dentro del ensamble de diatomeas dominante previamente mencionado, se identificó la presencia de *Cyclotella meneghiniana* (comúnmente asociada a *Rhopalodia* sp.), sugiriendo breves periodos con aguas ligeramente más concentradas, alcalinas y turbias (Alcántara *et al.*, 2002). Asimismo, la presencia de *Anomoeoneis sphaerophora*, *Pinnularia* sp. y *Eunotia* sp. reafirman la inestabilidad lacustre en este intervalo, ya que la primera especie prefiere medios con valores de pH superiores a 8.5 y concentraciones iónicas más elevadas (Alcántara *et al.*, 2002), mientras que las restantes indican ambientes someros con baja conductividad eléctrica (Caballero *et al.*, 1999).

Hacia el final del UMG, entre 21,100-19,700 años cal AP (6.19 y 5.77 m de profundidad), el ligero aumento en Ca/Ti y CIT sugiere un breve y ligero periodo seco. Posteriormente, hasta 17,600 años cal AP (5.15 m de profundidad), el aumento y dominancia de *Staurosira* sp., *C. placentula*, *Epithemia* sp. y *Gomphonema* sp. indican un medio lacustre circumneutral con abundante vegetación acuática y subacuática (Caballero, 1997).

Entre ~17,600-11,800 años cal AP, periodo que coincide con la deglaciación, la κ y Ti, a excepción de los picos en las tefras, presentan valores bajos, sugiriendo bajo aporte detrítico. Las especies más frecuentes y abundantes de diatomeas, en general, son las mismas que al inicio de la unidad. *Cocconeis placentula* sigue dominando el conjunto en compañía de una gran abundancia de *Fragilaria* sp., *Staurosira* sp., *Pseudostaurosira brevistriata*, *Epithemia* sp. y en menores cantidades *Gomphonema* sp. Este ensamblaje sugiere condiciones someras con aguas dulces a ligeramente alcalinas y con abundante vegetación acuática. Durante este periodo se observaron pocos ejemplares de diatomeas acidófilas del género *Eunotia*, sugiriendo fluctuaciones en el nivel y pH lacustre, pasando de ser ligeramente alcalino a presentar episodios con ligera acidez. Asimismo, la presencia de *E. bilunaris* sugiere aguas ligeramente más frías que las actuales (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018). Estas fluctuaciones están relacionadas con valores altos en la susceptibilidad magnética y en la identificación de depósitos de tefra en los sedimentos, lo que permite explicar que dichas variaciones podrían ser causa de la intensa actividad volcánica de la época.

Analizando el registro posterior a la caída de la PTF (5.22-4.86 m de profundidad, 17,880-16,680 años cal AP), se observa un ligero aumento en Ca/Ti, asociado a la breve desaparición de las denominadas por pequeñas diatomeas ticoplanctónicas y *Gomphonema* sp. (posteriormente vuelven a ser dominantes), pero no se observa una colonización distinta a las especies identificadas anteriormente, las cuales son *C. placentula*, *Epithemia* sp. y *Cymbella* sp. Estas especies, al igual que las que desaparecieron, son consideradas de ambientes circumneutrales y someros. Por lo tanto,

no se considera que hubo alteraciones o modificaciones drásticas en el registro de diatomeas tras el depósito de la PTF. Sin embargo, este periodo coincide con el evento de enfriamiento Heinrich 1 (H1, ~17,500-16,000 años cal AP, Heinrich, 1988), por lo que las variaciones encontradas pueden responder a ese evento climático.

Particularmente, entre ~15,900-12,500 años cal AP, se observó la presencia de espículas de esponja (principalmente fragmentos) junto con *Epithemia* sp. y *Rhopalodia* sp. Esta asociación indica una reducción en el nivel lacustre con condiciones de pH ligeramente más alcalinas (Alcántara *et al.*, 2002).

A partir de 3.48 m de profundidad (~12,100 años cal AP), hacia el final del Pleistoceno, se registra uno de los periodos con la mayor expansión de la vegetación terrestre (>Corg/N), y regresa al ensamblaje de diatomeas, en porcentajes menores, *Cyclotella meneghiniana*, sugiriendo breves periodos de mayor alcalinidad en la cuenca lacustre. Llama la atención la presencia de especies alcalófilas (*C. meneghiniana* y *Nitzschia* sp.) y aerófilas (*Pinnularia* sp.) dentro del conjunto, mostrando fluctuaciones en el nivel del lago (provocando la formación de motas en los sedimentos) y en su pH, alcanzando valores ligeramente más altos (pH≈8) (Caballero *et al.*, 2001). Este conjunto de variaciones, al mostrarse de manera frecuente cerca de la última parte de la unidad, sugieren variaciones periódicas.

Unidad 1 (3.19-0.5 m de profundidad ~11,100-500 años cal AP)

La mala recuperación de los sedimentos en esta unidad impide elaborar una interpretación más detallada de los cambios ambientales ocurridos durante el depósito de sus sedimentos. Sin embargo, al inicio de esta unidad se presenta el depósito de una lumaquela de ostrácodos con clastos de arena media a fina (2.95-2.78 m de profundidad). En este depósito, comprendido entre ~11,100-8,200 años cal AP, durante el Holoceno temprano, se registran valores bajos en κ y Ti y un aumento considerable en CIT y Ca/Ti. De igual manera, se identificó la presencia y dominancia de la especie halófila *Anomoeoneis costata* junto con carbonatos autigénicos (ostrácodos) y restos de material carbonizado. En conjunto, todo lo anterior sugiere condiciones cálidas y de alta evaporación, que favorecieron la disminución en el nivel del lago, así como un aumento en la turbidez y concentración del mismo.

Hacia el Holoceno medio al tardío (~7,100-500 años cal AP), se encuentran depósitos masivos de sedimentos negro oscuro de textura mediana (limo-arenoso), en los cuales se registran valores altos en COT y relativamente altos en CIT y Ca/Ti (principalmente en la base), lo que indica un cambio a condiciones menos secas respecto al Holoceno temprano. En la parte superior del registro, la κ y el Ti aumentan, mientras que el Corg/N presenta el patrón inverso; decrece hacia la cima. Los valores altos de κ (~2,800-2,150 años cal AP, 0.5-0.7 m de profundidad) están asociados a la presencia de raíces y gravas en los sedimentos, sugiriendo formación de suelo y/o erosión (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998).

La abundancia de diatomeas (y el porcentaje de Si/Ti) se reduce considerablemente en relación a la cima de la unidad anterior. Las diatomeas identificadas dominantes son: *C. placentula*, *Staurosira* sp., *Pseudostaurosira brevistriata*, *Gomphonema* sp. y *Epithemia* sp. Si bien hay una predominancia de géneros y especies de ambientes circumneutrales y someros, la presencia de *C. clypeus*, *S. striatula* y *C. meneghiniana* sugiere periodos de fluctuaciones en el nivel y pH del lago, sufriendo ligeros aumentos en la concentración iónica

y en la alcalinidad. De igual manera, el contraste mostrado por la presencia de *Staurosira construens* y *Cyclotella meneghiniana*, reafirma la inestabilidad en el nivel lacustre de la cuenca de Xochimilco, ya que la primera especie es de ambientes oligo-mesotróficos, mientras que la segunda prefiere ambientes eutróficos y turbios (Alcántara *et al.*, 2002). Posiblemente, la presencia de *C. meneghiniana* refleje el aporte de nutrientes a la cuenca (eutrofización) debido a las actividades antropogénicas de la época (~7,400-500 años cal AP). En cambio, las fluctuaciones en el nivel, concentración y pH lacustre se debieron, quizá, a fluctuaciones de periodo corto (estacionales a decadales).

8.3. Comparación con otros estudios en la cuenca de México

Como se mencionó al inicio de este capítulo, la secuencia XOC18-I carece de un control cronológico que dificulta la comparación con otros registros en la cuenca de México. Debido a esto, se realizó una propuesta al comparar esta secuencia con las descritas en otros trabajos dentro de la CM, basándose en relaciones de profundidad, características y similitudes estratigráficas y paleoambientales, y en edades cercanas y superiores a los 80,000 años AP. En cambio, el registro sedimentario de XOC19-II, que sí cuenta con un marco cronológico, permite una mejor correlación y comparación con otros estudios.

Al comparar las descripciones estratigráficas y paleoambientales en el traslape encontrado de aproximadamente 1 m (véase introducción de este capítulo y Figura 18) entre XOC17-I y XOC18-I, se identificaron características muy similares. Cruz-Fitz (2019) describe para la base de su secuencia sedimentos arcillosos grisáceos oscuros a pardos grisáceos, y sugiere que para este intervalo (final del MIS 5, entre 85,000-71,000 años cal AP) las condiciones lacustres eran someras, con concentraciones relativamente altas en carbonatos y con bajo aporte terrígeno. En este trabajo, para la cima de XOC18-I, también se describen la predominancia de arcillas grisáceas y café grisáceas, donde los valores de κ y Ti son relativamente altos debido a la constante presencia de facies volcánoclasticas. En cuanto al registro de Ca/Ti, presenta valores intermedios con la presencia constante de ostrácodos, al igual que de especies de diatomeas con afinidad predominantemente salina e indicadoras de niveles lacustres someros.

Para establecer una correlación entre XOC18-I y los registros en Chalco, se compararon las descripciones estratigráficas entre esta secuencia y CHA08 (Ortega-Guerrero *et al.*, 2017, 2020) (Figura 19). Los sedimentos que corresponden a la posible edad de la cima de XOC18-I (~80,000 años AP), en CHA08 se encuentran a una profundidad de alrededor de 65.8 m. Considerando este punto de amarre, se observó que las facies de la cima de XOC18-I que presentan gran similitud con las de CHA08 inician alrededor de 53 m de profundidad en este último. Por otra parte, para determinar un posible límite temporal de la base de XOC18-I, se compararon los registros de Ca/Ti y el porcentaje de diatomeas halófilas de esta secuencia con los de CHA08, cuya correlación general se ilustra enmarcada en las líneas punteadas de color magenta en la Figura 19. Esta correlación tiene además sustento en la presencia de sedimentos laminados de XOC18-I, entre 31.93-28.40 m de profundidad, que coinciden con las laminaciones identificadas en Chalco, entre 99-94 m de profundidad (Herrera, 2011). La similitud entre las fluctuaciones de Ca/Ti, porcentaje de diatomeas halófilas y las laminaciones entre ambas secuencias, permitieron establecer una posible edad para la base del sondeo XOC18-I, la cual se sitúa aproximadamente a ca. 119,000 años AP, de acuerdo al modelo de edad utilizado por Ortega-Guerrero *et al.* (2020).

Adicionalmente, en la Figura 20 se presenta el perfil espacial de la correlación entre los sondeos de Chalco y Xochimilco. Se observa que los sedimentos acumulados en CHA08 se ubican a una mayor profundidad que aquellos acumulados en los registros de Xochimilco. Esto permite reconocer que, a partir de la correlación en las facies, en el registro de Ca/Ti y en el porcentaje de diatomeas halófilas entre cada secuencia, la cuenca de Chalco ha experimentado mayor subsidencia que la cuenca de Xochimilco. Este perfil de profundidad también presenta la posible distribución lateral de los sedimentos depositados en la parte sur de la CM.

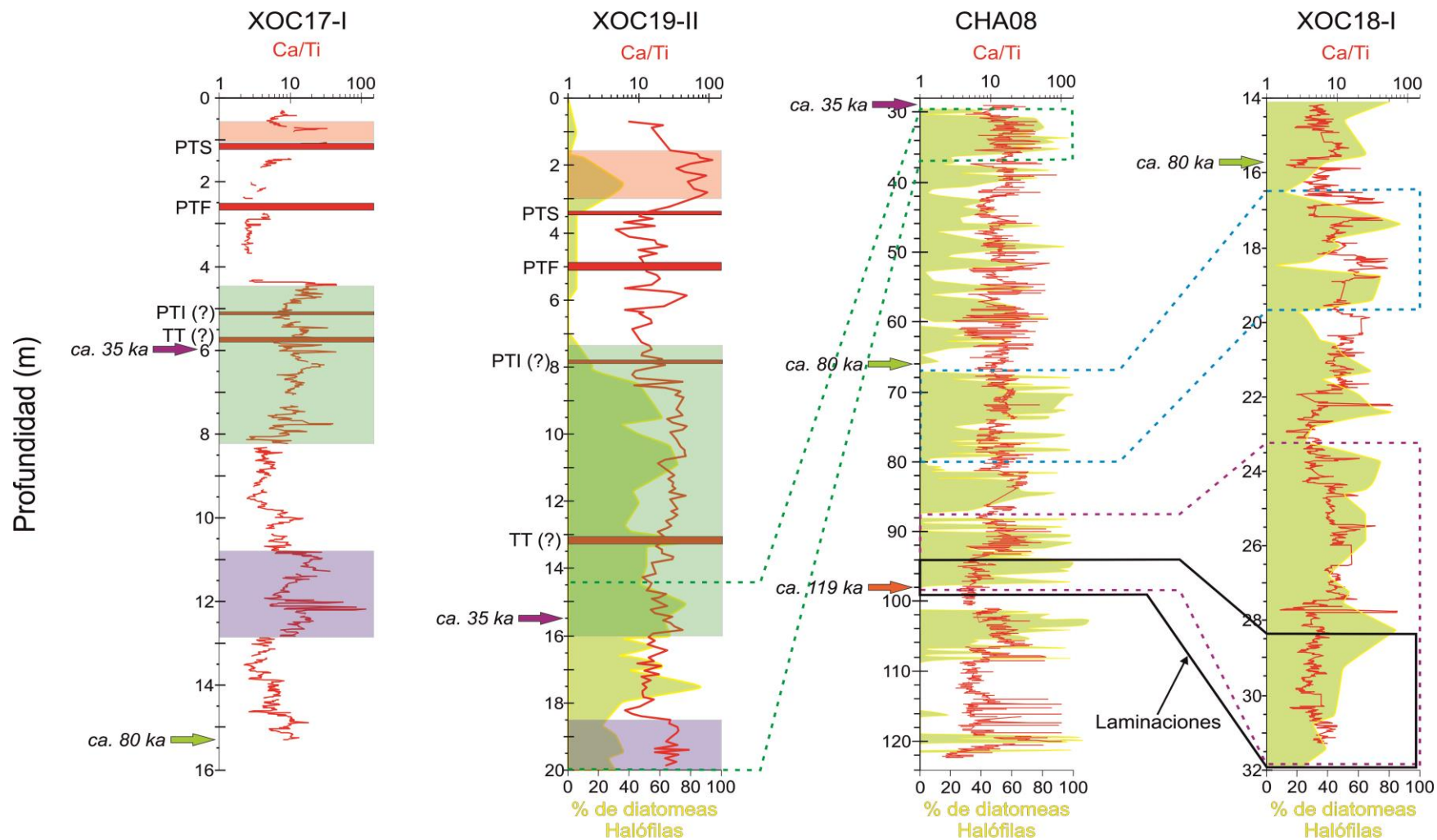


Figura 19. Correlaciones entre los registros sedimentarios XOC17-I, XOC18-I, XOC19-II y la secuencia maestra de los núcleos CHA08 IV-V-VI. Los recuadros sombreados encierran las similitudes entre las fluctuaciones de Ca/Ti en XOC17 y XOC19. Las líneas punteadas encierran las similitudes entre la abundancia relativa de diatomeas halófilas de cada sondeo en Chalco y Xochimilco. El porcentaje de diatomeas en CHA08 fue calculado por Ortega-Guerrero *et al.* (2020) en muestras de sedimento previamente tratadas y limpiadas por HCl, H₂O₂ y HNO₃ cada 30 cm (en promedio). Para el caso de XOC18 y XOC19, se estimó la dominancia y porcentaje de las diatomeas halófilas de cada froti elaborado (118 en total) de cada uno de los tramos que conforman las secuencias (38 en total).

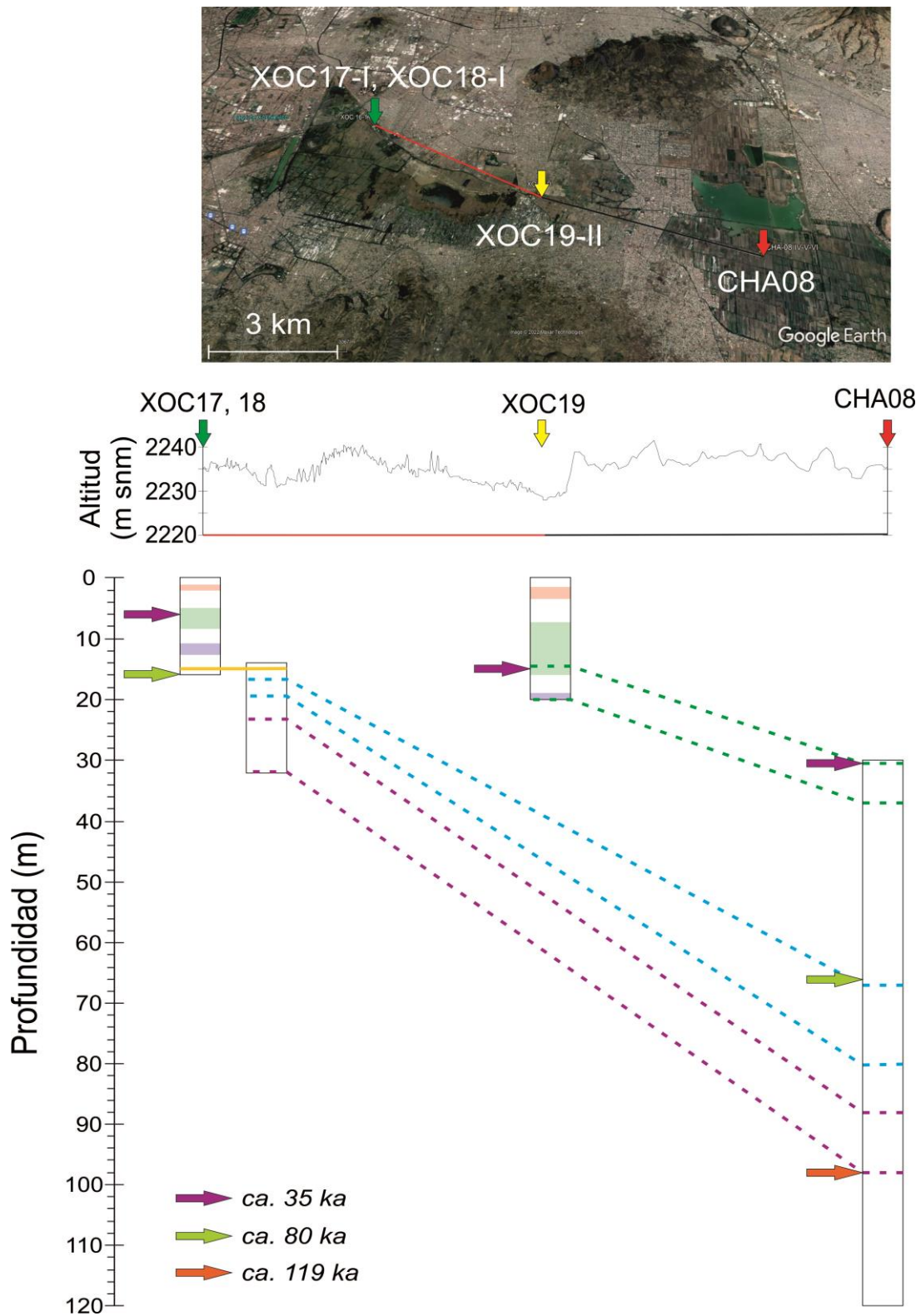


Figura 20. Correlación espacial de los sondeos XOC17-I, XOC18-I, XOC19-II y CHA08 en la cuenca de México (Imagen de Google Earth) junto con el perfil de elevación entre cada secuencia. Los recuadros sombreados encierran las similitudes de las fluctuaciones en Ca/Ti entre XOC17 y XOC19. La línea amarilla marca el traslape encontrado entre XOC17 y XOC18. Las líneas punteadas encierran las similitudes de la abundancia relativa de diatomeas halófilas en cada sondeo entre Chalco y Xochimilco.

Las características estratigráficas, ambientales y lacustres en CHA08 que presentan similitudes con las descritas en XOC18-I, se sitúan aproximadamente entre ca. 101,000-70,000 años AP (83.3-57.5 m de profundidad), edades que coinciden con la posible escala temporal establecida para XOC18-I (~119,000-80,000 años AP). De acuerdo a Ortega-Guerrero *et al.* (2017, 2020), en la cuenca de Chalco, en el intervalo de 101,000-70,000 años AP, correspondiente al MIS 5, las facies dominantes son arcillas limosas grisáceas a café grisáceas oscuras, lo que concuerda con las facies dominantes descritas en XOC18-I en este trabajo. Para el caso de Chalco, durante ese intervalo, se describe la presencia frecuente de facies arenosas, ostrácodos y una dominancia en especies de diatomeas alcalófilas y halófilas, tales como *Cyclotella meneghiniana* y *Campylodiscus clypeus*. A partir de estas características, en Chalco se infieren condiciones lacustres generalmente someras, que ocasionaron la exposición aérea de los sedimentos, además de la existencia de una columna de agua saturada en carbonatos. En términos generales, las similitudes de estas características en Chalco son excepcionales con las inferidas en este trabajo; las condiciones lacustres predominantes descritas en el registro de XOC18-I muestran niveles bajos, con pH alcalino y con concentraciones iónicas generalmente altas, tal como lo sugieren la dominancia de *Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis costata*, *Cyclotella meneghiniana* y *Surirella* sp. a lo largo de toda la secuencia. Además, la frecuente presencia de ostrácodos también sugiere aguas concentradas en carbonatos.

Para el caso de la secuencia estratigráfica XOC19-II, al compararla con el resto de los sondeos de Xochimilco (Figuras 17 y 20), se observa que XOC19-II presenta una mayor tasa de sedimentación, lo que la convierte en una secuencia con mayor resolución. Esta característica también implica que, al menos para los últimos ca. 40,000 años, el depocentro de la cuenca de Xochimilco se ubica en el sector SE, más cercano al sitio de colecta del núcleo XOC19-II, que en el sector NW donde se colectaron y analizaron las restantes secuencias (Figura 10B). Las tasas de acumulación de la secuencia en XOC19-II, que representan el intervalo entre 41,000 y 500 años cal AP en 20 m de longitud, son similares a las reportadas para el núcleo B de Chalco, en donde en sus 26 m de longitud abarca entre 5,000 y 39,000 años cal AP (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero et al., 2019).

Al comparar las características paleoambientales descritas en la secuencia XOC19-II con las reportadas en distintos trabajos tanto en Chalco (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Ortega-Guerrero et al., 2017; Caballero et al., 2019), como en Xochimilco (Ortega-Guerrero et al., 2018; Cruz-Fitz, 2019; por mencionar algunos), se presentan grandes similitudes, las cuales se detallan a continuación.

Entre 40,000-35,000 años cal AP, durante el MIS 3 (57,000-29,000 años AP), en Chalco se registran periodos de sequía asociados a eventos de incendios, y niveles lacustres someros, en los cuales dominan diatomeas alcalófilas y halófilas, como *Nitzschia frustulum* y *Cyclotella meneghiniana*. De acuerdo a Cruz-Fitz (2019), en este intervalo las condiciones en Xochimilco fueron secas, con un lago somero y salobre y con concentraciones de carbonatos (ostrácodos). En este trabajo, en dicho intervalo, se describen las mismas condiciones de sequía, con algunos depósitos de arenas y con dos episodios donde se acentúan las condiciones secas. Las diatomeas identificadas también son de ambientes salobres y alcalinos (*C. clypeus*, *C. meneghiniana* y *A. costata*).

La transición del MIS 3 al MIS 2 (29,000-27,400 años cal AP) representó en Chalco un cambio en las condiciones lacustres, con la disminución de la salinidad, la consecuente

formación de un cuerpo de agua dulce y un descenso gradual de temperatura. En cambio, en Xochimilco se observa que esta transición se vio marcada con un cambio en el pH lacustre a alcalino, pero con la permanencia de las condiciones descritas durante el MIS 3. Hasta el inicio del UMG (26,500 años cal AP), las condiciones en Chalco y Xochimilco permanecieron constantes, en las que se registra en ambas cuencas una abundancia de especies de diatomeas circumneutrales, donde domina *C. placentula*. Durante las condiciones frías del UMG (24,500-19,500 años cal AP), en Chalco se registran dos fases frías y secas (~24,000-23,000 años cal AP y ~21,000-20,000 años cal AP), divididas por una fase ligeramente cálida y húmeda situada a los ~23,000-21,000 años cal AP. Para el caso de Xochimilco, en estos intervalos de tiempo únicamente se tiene registro de condiciones secas entre 21,200 a 19,700 años cal AP, lo que parece concordar con el mínimo de insolación de verano en el hemisferio norte, alrededor de 21,000 años AP (Berger, 1992).

Hacia la deglaciación (19,500-11,500 años cal AP), Chalco registra condiciones de alta precipitación, siendo las máximas durante el evento cálido Bølling-Allerød (~16,000-13,000 años cal AP) y con dos fases frías y secas, H1 y H0, en ~17,500-16,000 años cal AP y ~13,000-12,500, respectivamente. En cuanto a las diatomeas registradas durante la deglaciación, *Fragilaria* sp. son dominantes en compañía de *C. placentula*, ambas indicando aguas dulces (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998) Por su parte, Ortega-Guerrero *et al.* (2018) describen que durante la deglaciación el lago de Xochimilco era somero, ligeramente frío y con un aporte de terrígenos moderado y constante. Estas características concuerdan con las descritas en el presente trabajo, ya que se menciona un ensamblaje de diatomeas con afinidades de pH neutro a ligeramente alcalino (*C. placentula*, *Staurosira* sp. y *Fragilaria* sp. son las dominantes), con aguas posiblemente frías y con un nivel lacustre somero. En los estudios considerados, tanto en Chalco como en Xochimilco, se registra un intenso volcanismo en la CM durante la deglaciación, donde se ubican los depósitos de la PTF y PTS. Al igual que en este trabajo, Caballero y Ortega-Guerrero (1998) atribuyen la presencia de diatomeas acidófilas (*Eunotia* sp.) en Chalco a la intensa actividad volcánica de ese periodo.

El inicio del Holoceno (~11,500-8,200 años cal AP) en Chalco, durante el MIS1 (~11,500-4,500 años cal AP), está marcado por condiciones de alta evaporación, ocasionando una alta concentración iónica y de carbonatos, con la presencia de un lago alcalino (Lozano-García *et al.*, 2015; Caballero *et al.*, 2019). En Xochimilco también se reconocen estas condiciones cálidas y secas (Ortega-Guerrero *et al.*, 2018; Cruz-Fitz, 2019; este trabajo), las cuales cambiaron en el Holoceno medio (~8,200-5,000 años cal AP) a condiciones más húmedas, que favorecieron la expansión de la vegetación terrestre. Sin embargo, hacia el Holoceno medio, en Chalco se da la permanencia de las condiciones secas y salinas que ocurrieron en el Holoceno temprano (Ortega-Guerrero *et al.*, 2017), descripción que concuerda con lo descrito en este trabajo, ya que de acuerdo al modelo de edad generado, entre ~8,100-5,700 años cal AP, los valores altos en CIT y Ca/Ti, junto con las diatomeas alcalófilas-halófilas presentes, sugieren condiciones salinas y secas, con la presencia de un cuerpo de agua somero y con alta concentración en carbonatos, mostrando la continuidad de las condiciones del Holoceno temprano.

IX. Conclusiones

El registro sedimentario de las secuencias analizadas en este trabajo permitió establecer una descripción confiable y continua de los cambios ambientales y limnológicos ocurridos en la CM durante el Cuaternario, entre los que destacan:

- Los nuevos fechamientos por ^{14}C obtenidos permitieron generar un modelo de edad lo suficientemente confiable para un mejor control en la interpretación del registro sedimentario de XOC19-II, concordando con otros estudios en la CM.
- A partir de los fechamientos obtenidos, las características y similitudes de facies, este trabajo contribuyó al establecimiento de un modelo de evolución sedimentaria para la porción de Xochimilco. En este trabajo se propone una correlación entre los sondeos y establece una base para integrar los registros sedimentarios disponibles en esta cuenca.
- Pese a no contar con un marco cronológico y datos de C/N para XOC18-I, se logró determinar un intervalo de edad entre aproximadamente ca. 120,000 años hasta casi ca. 80,000 años, a partir de la correlación de diatomeas, el registro de Ca/Ti y las laminaciones identificadas entre los sondeos considerados en Chalco y Xochimilco. Además, se propuso una posible distribución lateral de los sedimentos acumulados entre ambas cuencas, en la que se muestra una mayor subsidencia en la cuenca de Chalco que en la de Xochimilco.
- Los cambios ambientales reconocidos en XOC18-I coinciden cercanamente con los previamente reconstruidos en Xochimilco y en Chalco. En estos trabajos destacan las siguientes condiciones lacustres: pH alcalino, niveles lacustres someros con bajo aporte terrígeno y con una predominancia de diatomeas de ambientes salobres. Estos aspectos parecen ser predominantes en Xochimilco que en Chalco, esto debido a la morfología de las cuencas, entradas y salidas de material alóctono, y en general, al sistema hidrológico de cada cuenca, así como la influencia de los productos volcánicos y variables previamente mencionadas.
- No solo en el registro de XOC18-I se identificó una abundante presencia de diatomeas alcalófilas-halófilas de ambientes someros, sino también en el registro de XOC19-II (principalmente entre 41,000-25,900 años cal AP). Estas condiciones predominan en Xochimilco y muestra una de las principales diferencias entre las cuencas. En Chalco, se registra una mayor presencia de diatomeas de aguas dulces y más profundas, representado por *Stephanodiscus* sp.
- Para el caso de XOC19-II, las condiciones ambientales se pueden resumir de la siguiente manera:
 - Durante el MIS 3 (41,000-29,000 años cal AP) las condiciones secas provocaron un lago somero, salino y con alta concentración de carbonatos, con dos episodios aún más intensos (34,300 años cal AP y 36,200 años cal AP) en dichas condiciones, lo que parece ser consecuencia de la alta insolación de verano en el Hemisferio Norte (Berger, 1992).
 - Las condiciones anteriores prevalecieron durante el MIS 2 (29,000-11,500 años AP) con la aparición y dominancia de *C. placentula* a partir del inicio del UMG (26,500 años cal AP). En este periodo se registra un evento frío y seco entre 21,200-19,700 años cal AP, que concuerda con el mínimo de insolación de verano en el Hemisferio Norte, alrededor de 21,000 años AP.

- El MIS 2 en Xochimilco también estuvo marcado por fuertes fluctuaciones lacustres ocasionadas, en parte, por una intensa actividad volcánica, donde se registran los valores más altos de κ y T_i de toda la secuencia.
- Hacia el MIS 1, durante el Holoceno temprano (~11,500-8,200 años AP), la alta insolación de verano provocó en Xochimilco condiciones de intensa evaporación, y en consecuencia, de alta salinidad, con importantes concentraciones de carbonatos.
- También se registran durante el MIS 1 fluctuaciones en la concentración de nutrientes y sales en el cuerpo lacustre, con el antagonismo de *Staurosira construens* y de *Cyclotella meneghiniana* en el mismo ensamblaje. Estas fluctuaciones, ocurridas principalmente hacia el tramo final del registro (últimos ~7,100 años cal AP) se atribuyen, en parte, a actividades humanas. No obstante, esta interpretación se debe de manejar con cuidado, pues a pesar de que el modelo de edad generado abarca hasta hace ~500 años cal AP, las edades para los sedimentos de los últimos 2,500 años en la CM están alterados o simplemente son inexistentes por la erosión y explotación de los suelos por actividades antropogénicas (Metcalf y Davies, 2007).
- De los sondeos colectados por el grupo de trabajo en Xochimilco, el núcleo XOC19-II tiene una mayor resolución de los últimos ca. 40,000 años, lo que indica que éste núcleo se encuentra más cercano al depocentro de la cuenca.

Referencias

- Albarrán-Santos, M.A. (2018). Historia paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco entre ca. 18 y 5 ka cal AP: magnetismo ambiental y geoquímica aplicados a la paleolimnología. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications: Geological Society of America Bulletin, 115 (2), 230-248.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E. y Escolero, O. (2013a). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 266, 34-49.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macías, J.L., y Ramírez-Espinosa, J. (2013b). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism. Bulletin of Volcanology, 75:774.
- Arce, J.L., Gardner, J.E., Macías, J.L. (2013c). Pre-eruptive conditions of dacitic magma erupted during the 21.7 ka Plinian event at Nevado de Toluca volcano, Central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 249, 49-65.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.C., Morales-Casique, E., Bewonitz, J., Escolero, O. y Lenhardt, N. (2015a). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 67, 123-43.
- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., & Salinas, I. (2015b). The ~ 2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin volcanic Field, central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 308, 30-38.
- Arce, J.L., Cruz-Fuentes, D.M., Ramírez-Luna, A., Herrera- Huerta, I.A., & Girón-García, P. (2017). Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en el margen suroeste de la Cuenca de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 34, 274-278.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., Benowitz, J.A. y Vázquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Maps, 15:2, 320-332.
- Avendaño, D. (2017). Reconstrucción paleolimnológica en el registro del lago de Chalco durante la transición del Estadio Isotópico Marino 6 a 5 (MIS 6 a MIS 5). Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Berger, A. (1992). Orbital Variations and Insolation Database, IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series# 92-007. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Bigg, G.R. (2003). The Oceans and Climate. (2nd edition). New York: Cambridge University Press.
- Bloomfield, K. y Valastro, S. (1974). Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. Geological Society of America Bulletin, 85, 901-906.

- Bradbury, J.P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 8, 75-100.
- Bloomfield, K. y Valastro Jr, S. (1977). Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Overseas Geology and Mineral Resources (UK)*, 46, 1-15.
- Bradbury, J.P. (1971). Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms. *Limnology and Oceanography*, 16, 180-200.
- Bradley, R.S. (2015). *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. (3rd edition). UK: Academic Press.
- Bridgman, H.A. y Oliver, J.E. (2006). *The Global Climate System. Patterns, Processes, and Teleconnections*. New York: Cambridge University Press.
- Brown, E.T., Caballero, M., Cabral, E., Fawcett, P., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Pérez, L., Schwalb, A., Smith, V.,... Schnurrenberger, B. (2019). Scientific drilling of Lake Chalco, Basin of Mexico (MexiDrill). *Sci. Drill.*, 26, 1-15.
- Burroughs, W.J. (2007). *Climate Change. A Multidisciplinary Approach* (2nd edition). New York: Cambridge University Press.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Urrutia-Fucugauchi, J.F. y Macías, J.L. (1999). Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22, 399-411.
- Caballero, M., Macías, J.L., Lozano, G.S., Urrutia-Fucugauchi, F.J. y Bernal, R. (2001). Late Pleistocene Holocene volcanic stratigraphy and paleoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico, in White, J.D.L., Riggs, N.R. (eds.), *Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings: International Association of Sedimentologists Special Publication*, 30, 247-261.
- Caballero, M. y Ortega-Guerrero, B. (1998). Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* 50, 69-79.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B. y 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.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G. y Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geol. Mag.* 148, 492-506.
- 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. (eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México*. Geological Society of America Special Paper 402, Penrose Conference Series, pp. 155-173.
- Cardoso, M. D. y García, E. (1982) Vegetation and climate in the basin of Mexico. Latin American Regional Conference IGU, Brasil, 1982: *Geographical Tropics of Mexico City and Its Environments*, 19–24, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Carrera-Hernández-Hernández, J.J. y Gaskin, S.J. (2007). The Basin of Mexico aquifer system: regional groundwater level dynamics and database development. *Hydrogeology Journal*, 15: 1577-1590.

- Chen, J., Wan, G., Zhang, D.D. y Zhang, F. (2004). Environmental records of lacustrine sediments in different time scales: Sediment grain size as an example. *Science in China Ser. D Earth Sciences*, 47, 954-960.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., ... McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Cohen, A.S. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. New York: Oxford University Press.
- Corella, J.P., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M. y Valero-Garcés, B.L. (2012). The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 78, 0020323–332.
- Cruz-Fitz, G.V. (2019). *Estratigrafía y análisis paleoclimático y paleoambiental del cuaternario tardío, en la cuenca de Xochimilco, centro de México*. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J.J., & Mitre-Salazar, L.M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, 104, 1-71.
- Evans, M.E. y Heller, F. (2003). *Environmental Magnetism. Principles and applications of enviromagnetics*. California: Academic Press.
- Fedotov, A., Phedorin, M., Enushchenko, I., Vershinin, K., Melgunov, M. y Khodzher, T. (2012). A reconstruction of the thawing of the permafrost during the last 170 years on the Taimyr Peninsula (East Siberia, Russia). *Global and Planetary Change*, 98-99, 139-152
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V. y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- García, E. (1966). Los climas del Valle de México según el sistema de clasificación climática de Köppen modificando por la autora. *Conferencia Regional Latinoamericana IGU: Simposio sobre el Valle y la ciudad de México*, 27–48, Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México.
- García, E. (1998). *Climas, escala 1000000: México*, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad CONABIO, 1 mapa.
- García-León, S. (2019). *Reconstrucción estratigráfica y paleoambiental en el pleistoceno tardío de la cuenca de Xochimilco, México*. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- García-Palomo, A, Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M. (2002). *Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico: Geological Society of America Map and Chart Series, MCH089*, 1-26.
- García-Palomo, A., Carlos-Valeiro, V., Lopez-Miguel, C., Galván-García, A. y Concha-Dimas, A. (2006). Landslide inventory map of Guadalupe Range, north of the Mexico Basin. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Número Especial de Geología Urbana*, 58, 195-204.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos Valerio, C., Ortega, R., & Macías, J.L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 158-178.

- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J., Arce, J.L., Layer, P.W., Santoyo, M.A. y Lermo-Samaniego, J. (2017). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 240-255.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T. y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana*, 57, 227-283.
- González-Torres, E.A., Morán, D.J., Mori, L. y Martiny, B.M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 285-297.
- Guimarães, J.T.F., Sahoo, P.K., Souza-Filho, P.W.M., Maurity, C.W., Silva, R.O., Costa, F.R. y Dall'Agnol, R. (2016). Late Quaternary environmental and climate changes registered in lacustrine sediments of the Serra Sul de Carajás, south-east Amazonia. *Journal of Quaternary Science* 31, 61-74.
- Herrera, D. (2011). Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío de la cuenca de Chalco, México. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Jaimes-Viera, M.C., Martín Del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., y Nieto Torres, A. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Ji, Z.G. (2008). *Hydrodynamics and water quality modeling rivers, lakes, and estuaries*. New Jersey: John Wiley & Sons.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B. y Veres, D. (2011) High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26, 109-117.
- Lambert, W. (1986). Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya I, en Lorenzo J.L, Mirambell, L. (eds), *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco: Instituto Nacional de Antropología e Historia Colección Científica*, 155, 77-100.
- Lisiecki, L.E. y Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20.
- Lozano-García, S. (1989). Palinología y paleoambientes pleistocénicos de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28-2, 335-362.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M. Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). *Quaternary Research*, 40, 332-342.
- Lozano-García, S. y Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico: correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 77-93.
- Lozano-García, S. y Sosa-Nájera, S. (2015a). Análisis palinológico del Cenozoico de la cuenca de México: el registro polínico de los pozos Texcoco-I y San Lorenzo Tezonco. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 245-253.
- Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Roy, P.D., Beramendi-Orosco, L. y Caballero, M. (2015b). Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*.

- Lozano-García, S., Brown, E.T., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P.J.,...Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de Chalco: Reporte técnico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69, 299-311.
- Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowsky, J.C. y Scott, K. (1997). Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. En: B.J. Kowallis (Editor), *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics, and Volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico, Part I*. BYU Geology Studies, 493-528.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H., Reyes Agustín, G., Lopez-Pizaña, F. y Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. In J. J. Aranda-Gómez, G. Tolson, & R. S. Molina-Garza (Eds.), *The southern cordillera and beyond: Field guide 25* (pp. 163-193). Querétaro, Mexico: Geological Society of America.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B., Mata, M.P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F. y Jiménez-Espejo, F. (2011) Geochemical processes in a Mediterranean lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *J Paleolimnol* 46, 405-421.
- Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M. y Davies, S.J. (2000). Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico e a review. *Quat. Sci. Rev.* 19, 699-721.
- Metcalfe, S.E. (2006). Late Quaternary environments of the northern deserts and central transvolcanic belt of Mexico. *Ann. Mo. Bot. Gard.* 93, 258-273.
- Metcalfe, S.E. y Davies, S. (2007). Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Clim. Change* 83, 169-186.
- Metcalfe, S.E., Barron, J.A. y Davvies 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.
- Metcalfe, S.E., Leng, M.J., Kirby, J.R., Huddart, D., Vane, C.H. y Gonzalez, S. (2016). Early–Mid Pleistocene environments in the Valsequillo Basin, Central Mexico: a reassessment. *Journal of Quaternary Science*, 31, 325-336.
- Meyers, P.A. y Ishiwatari, R. (1993). Capítulo 8 The Early Diagenesis of Organic Matter in Lacustrine Sediments. *Organic Geochemistry. Principles and applications* (pp. 185-209). Nueva York: Springer Science+Business Media.
- Mooser, F. (1972). The mexican volcanic belt structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Mooser, F. (1997). Nueva fecha para la tefracronología de la Cuenca de México. En Carballal-Staedtler M. (eds), *A propósito del cuaternario: Dirección de Salvamento Arqueológico: México, D.F., Instituto Nacional de Antropología e Historia*, 137-141.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J.J., González-Sampériz, P. y Taberner, C. (2007). A 14 kyr record of the tropical Andes: the Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, 161, 4-21.
- Nandini, S., Ramirez, P. y Sarma, S.S.S. (2016). Water quality indicators in Lake Xochimilco, Mexico: zooplankton and *Vibrio cholerae*. *J. Limnol.*, 75, 91-100.

- Nikolov, T. y Petrov, N. (2014). Main factors influencing climate change: a review. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences*, 67, No. 11.
- Ortega-Guerrero, B. y Newton, A.J. (1998). Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quaternary Research*, 50, 90-106.
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2000). Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science* 15, 127-140.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Caballero, M. y Herrera-Hernández, D.A. (2015). Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México desde el MIS 3. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 185-201.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, S., Herrera-Hernández, D.A., Caballero, M., Beramendi-Orosco, L., Bernal, J.P., Torres-Rodríguez, E. y Avendaño, D. (2017a). Lithostratigraphy and physical properties of lacustrine sediments of the last ca. 150 kyr from Chalco basin, central México. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 507-524.
- Ortega-Guerrero, B., Caballero-García, L. y Linares-López, C. (2017b). Tephrostratigraphy of the late Quaternary record from Lake Chalco, central México, *Journal of South American Earth Sciences*.
- Ortega-Guerrero, B., Albarrán-Santos, M.A., Caballero, M., Reyes-Corona, I., Gutiérrez-Méndez, B., Caballero-García, L. (2018). Reconstrucción paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco, centro de Mexico, entre 18000 y 5000 años antes del presente: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35, 254-267.
- Ortega-Guerrero, B., Avendaño, D., Caballero, M., Lozano- García, S., Brown, E.T., Rodríguez, A., García, B., Barceinas, H., Soler, A.M., Albarrán, A. (2020). Climatic control on magnetic mineralogy during the late MIS 6 – Early MIS 3 in Lake Chalco, central Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 230, 106-163.
- Oviedo de León, A. (1967). Estudio Geológico del Subsuelo, Basado en los Datos Obtenidos de la Perforación del Pozo Profundo Texcoco No. 1: México D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, reporte técnico, 95 p.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12357-12373.
- Pérez-Cruz, G. (1988). Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: México D.F. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Reyes-Corona, I.Y. (2017). Estratigrafía y ambientes de depósito de los sedimentos del pleistoceno tardío de la cuenca de Xochimilco, México. Tesis de licenciatura. Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza.
- Rothwell, R. y Croudace, I. (2015). Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us?. In: Croudace, I., Rothwell, R. (eds) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 17. Springer, Dordrecht.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R. y Smykatz-Kloss, W. (2008). Geochemistry of Late Quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: implication to chemical weathering and provenance: *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68, 383-393.

- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Pi, T. y Morton, O. (2009). Late Pleistocene Holocene geochemical history inferred from Lake Tecocomulco sediments, Basin of Mexico, Mexico: *Geochemical Journal*, 43, 49-64.
- Ruiz-Angulo, A. y López-Espinoza, E.D. (2015). Estimación de la respuesta térmica de la cuenca lacustre del Valle de México en el siglo XVI: un experimento numérico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 215-225.
- Sageman, B.B. y Lyons, T.W. (2003). Geochemistry of fine-grained sediments and sedimentary rocks. In: Mackensie, F.T., Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry* vol. 7. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 115–158.
- Saulnier-Talbot, E. (2016). Paleolimnology as a tool to achieve environmental sustainability in the Anthropocene: an overview. *Geosciences*, 6, 26.
- Schnurrenberger, D., Russell, J. y Kelts, K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29, 141-154.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., y Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225–243.
- Siebe, C., y Macías, J.L. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: Field Guide, Penrose Conference. Neogene-quadernary continental margin volcanism (p. 77). January 2004, State of Puebla, México: and 2006, Geological Society of America Special Paper 402, Penrose Conference Series, p. 253–329 Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J.L., Gardner, J., y Bonasia, R. (2017). The ~23,500 yr 14 C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochmilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333-334, 66–95.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J., Siebe, C., y Macías, J.L. (2012). A caldera-forming eruption ~14100 ¹⁴C yr BP at Popocatepetl volcano, México. Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 27–40.
- Stocker, T.F. (2013). Capítulo 1 The Ocean as a Component of the Climate System. *Ocean Circulation and Climate: A 21st Century Perspective* (pp. 3-30). UK: Academic Press.
- Straub, S.M. Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, Y., Langmuir, C.H., Martin del Pozzo, A.L. y Mesko, G.T. (2013). The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 54, 665-701.
- Tapia-Varela, G. y López-Blanco, J. (2002). Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 50-65.
- Tolotti, M., Dubois, N., Milan, M., Perga, M.E., Straile, D. y Lami, A. (2018). Large and deep perialpine lakes: a paleolimnological perspective for the advance of ecosystem science. *Hydrobiologia*, 824, 291-321.

- Trujillo, A.P. y Thurman, H.V. (2011). *Essentials of Oceanography*. (10th edition). United States: Prentice Hall.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Martin del Pozzo, A.L. (1993). Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 32, 523-533.
- Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28, 133-174.
- Wu, Y.H., Lücke, A., Wünnemann, B., Li, S.J. y Wang, S.M. (2007). Holocene climate change in the Central Tibetan Plateau inferred by lacustrine sediment geochemical records. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 50, 1548-1555.