



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**Los últimos 2,000 años en la Laguna de Metztitlán: Ambientes
locales y regionales**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA:

BIÓL. GUSTAVO OLIVARES CASILLAS

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. Yohan Alexander Correa Metrio
Instituto de Geología

COMITÉ TUTOR:

Dra. Margarita Erna Caballero Miranda
Instituto de Geofísica

Dra. Elsa Arellano Torres
Facultad de Ciencias

Dra. Blanca Lucia Prado Pano
Instituto de Geología

Dra. Liseth Carolina Pérez Alvarado
Institut für Geosysteme und Bioindikation
Technische Universität Braunschweig

MÉXICO, CD. MX., DICIEMBRE, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.



“Los últimos 2,000 años en la Laguna de Metztlán: Ambientes locales y regionales”

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS**

**PRESENTA:
GUSTAVO OLIVARES CASILLAS**

Tutor principal:

Dr. Yohan Alexander Correa Metrio
Instituto de Geología

Comité tutor:

Dra. Margarita Erna Caballero Miranda
Instituto de Geofísica

Dra. Elsa Arellano Torres
Facultad de Ciencias

Dra. Blanca Lucia Prado Pano
Instituto de Geología

Dra. Liseth Carolina Pérez Alvarado
Institut für Geosysteme und Biindikation Technische
Universität Braunschweig

MÉXICO, CD. MX., DICIEMBRE, 2019

Each decision you make holds meaning only by affecting your next decision

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por permitirme realizar mis estudios de Posgrado en sus instalaciones.

Al Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCML) por brindarme la oportunidad de crecer en el ámbito académico.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por brindarme el apoyo financiero durante la elaboración de esta tesis de maestría.

Al Programa de Becas de Movilidad en el Extranjero CONACYT 2018 por la beca mixta otorgada durante la estancia académica realizada en la Academia Polaca de Ciencias, Varsovia, Polonia.

Al Programa de Apoyo a los Estudios de Posgrado (PAEP-2018) por el apoyo económico otorgado para el traslado aéreo durante la estancia académica en el extranjero.

Al Proyecto CONACYT 256406: “Los últimos 2,000 años en el centro de México: puntos de inflexión en las respuestas de la vegetación”, por el financiamiento otorgado en la realización de esta tesis de maestría.

A mi tutor, el Dr. Alexander Correa Metrio, por todo su tiempo invertido en mi proyecto de investigación y en mi formación como científico. Agradezco todas las enseñanzas, conocimiento compartido y aclaración de dudas que surgieron durante esta etapa. Admiró su trabajo y dedicación en este campo de la investigación.

A mis compañeros y colegas de laboratorio, Alejandra, Emanuel, Juan Felipe, Cecilia, Dayenari, Melisa, Melbi, Alexis, y Carlos, por su conocimiento aportado en la elaboración de esta tesis.

A la Prof. Edyta Zawisza y a la investigadora Marta Wojewódka por el tiempo y los conocimientos compartidos en el análisis de remanentes subfósiles de cladóceros.

Al Dr. Francisco Romero, Astrid Vázquez y miembros del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) por su trabajo en el análisis de fluorescencia de rayos X en los sedimentos.

Al comité académico, Dra. Margarita Caballero, Dra. Elsa Arellano, Dra. Blanca Prado y Dra. Liseth Pérez, por su tiempo invertido en revisiones, aportes y comentarios que contribuyeron en la finalización satisfactoria de esta tesis.

DEDICATORIAS

A mi madre, Rosa, que siempre ha estado en mi vida, creyendo en mí y apoyándome. Agradezco tu comprensión e interés por lo que hago y que me satisface como profesionalista. Gracias por el amor y el tiempo que me das, este trabajo también es tuyo.

A mi Padre, Abundio, por ser un apoyo personal en esta etapa de mi vida, así como estar siempre que te necesito. Agradezco todos los momentos compartimos.

A mi hermano, Andrés, y mi sobrina, Yoss, por ser mis pilares y brindarme su amor y apoyo. Por mantenernos juntos como familia a pesar de los problemas. Siempre les estaré agradecido

A Alejandra, por ser mi brújula y no permitirme tirar la toalla. A Emanuel y Cecilia, por sus consejos y conocimientos en temas que desconozco. A Juan Felipe por ser un mentor temporal al inicio de mi tesis. A Dayenari por tus aclaraciones en temas de estadística. A Melbi, Melisa, Carlos, Alexis y Fernando por brindarme su ayuda en dudas técnicas y académicas. Al Dr. Alexander, por ser comprensivo en mis tropiezos y tenerme confianza.

A Gilberto, Janet y Miguel, por su amistad de años y apoyo incondicional.

TEMARIO

Índice de figuras.....	1
Índice de tablas.....	3
Resumen.....	4
SECCION 1. INTRODUCCIÓN	
1.1 Introducción: Pregunta e hipótesis.....	6
1.2 Objetivos específicos.....	11
SECCION 2. MARCO TEÓRICO	
2.1 Los lagos y la sedimentación.....	12
2.2 Geoquímica multielemental.....	13
2.3 Cladóceros.....	14
2.4 El clima en el centro de México.....	21
2.4.1 El Monzón Mexicano.....	22
2.4.2 La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ).....	23
2.4.3 El fenómeno de El Niño/La Niña y la Oscilación del Sur (ENSO).....	25
SECCIÓN 3. ANTECEDENTES	
3.1 Estudios en el centro de México.....	29
3.2 Contexto arqueológico en el centro de México.....	32
SECCION 4. GENERALIDADES DEL PROYECTO	
4.1 Área de estudio. La laguna Metztlán.....	36
4.1.1 Geología regional.....	39
4.1.2 Edafología local y regional.....	41
4.1.3 Vegetación local y regional.....	42

4.1.4 Fauna local y regional.....	46
4.2 Métodos. Trabajo de campo.....	48
4.3 Métodos. Trabajo de laboratorio.....	48
4.3.1 Control cronológico.....	49
4.3.2 Análisis geoquímico.....	49
4.3.3 Análisis de cladóceros.....	50
4.3.4 Análisis estadístico.....	52

SECCION 5. RESULTADOS

5.1 Perfil litológico y modelo de edad vs profundidad.....	54
5.2 Análisis geoquímico.....	56
5.3 Análisis de componentes principales (PCA).....	59
5.4 Análisis de cladóceros.....	60
5.5 Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).....	63

SECCIÓN 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 Cronología.....	65
6.2 Variabilidad regional. Geoquímica elemental.....	67
6.3 Variabilidad local. La evidencia biológica.....	73
6.4 La variabilidad en la disponibilidad de humedad y su relación con ENSO.....	81
6.5 La variabilidad ambiental en la laguna Metztlán.....	84
6.6 Conclusiones.....	108
Literatura citada.....	109

Índice de figuras

Figura 1.- Esquema de los remanentes subfósiles de cladóceros.....	16
Figura 2.- Mapa de los archivos paleoambientales discutidos en el texto.....	31
Figura 3.- Mapa de localización de la laguna Metztitlán.....	38
Figura 4.- Climograma de la región Metztitlán.....	38
Figura 5.- Mapa geológico de la región Metztitlán.....	40
Figura 6.- Perfil litológico y modelo cronológico (edad vs profundidad).....	56
Figura 7.- Porcentaje de medición elemental por fluorescencia de rayos X (XRF).....	57
Figura 8.- Concentraciones elementales detectadas por XRF.....	58
Figura 9.- Cocientes elementales.....	58
Figura 10.- Gráfico del análisis de componentes principales (PCA).....	60
Figura 11.- Remanentes de cladóceros en la secuencia sedimentaria	61
Figura 12.- Registro de las abundancias de cladóceros.....	62
Figura 13.- Gráfico del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).....	64
Figura 14.- Régimen de disponibilidad de humedad en Metztitlán durante los últimos ~ 2,700 años.....	71
Figura 15.- Comparación entre: A) Cociente elemental de Ti/Ca del registro sedimentario de la laguna Metztitlán asociado a condiciones de mayor disponibilidad de humedad regional; B) Cuantificación de la intensidad del color rojo (RCI) en los	

sedimentos del registro sedimentario de la laguna Pallcacocha, Ecuador, asociada a la frecuencia de eventos El Niño; C) Porcentaje de Ti del registro sedimentario de la Fosa de Cariaco, Venezuela, asociado al reposicionamiento de la ITCZ hacia el hemisferio sur y radiación solar (W/m^2) para 20° N durante los últimos ~ 2,700 años..... 83

Figura 16.- Mapa de los archivos paleoambientales del centro y sur de México.....91

Figura 17.- Diagrama resumen de la reconstrucción paleoambiental del registro sedimentario de la laguna Metztitlán durante los últimos ~ 2,700 años.....98

Figura 18.- Diagrama de los principales cambios ambientales ocurridos en la laguna de Metztitlán durante los últimos ~ 2,700 años.....106

Índice de tablas

Tabla 1.- Fechados por radiocarbono en la secuencia sedimentaria.....	55
Tabla 2.-Valores propios, varianza explicada y varianza acumulada del PCA.....	59
Tabla 3.- Familias, especies y abundancias de cada taxa.....	61
Tabla 4.- Valores propios, longitud de los ejes y puntajes de las especies y las muestras del DCA.....	63

Resumen

La laguna Metztlán, localizada al este del Estado de Hidalgo, es un sistema lacustre con un origen por represamiento natural. Se encuentra ubicada dentro del área natural protegida Reserva de la Biosfera Barranca de Metztlán. Con una elevación de 1,253 msnm, esta laguna es un ambiente lenticó amplio (~ 2,937 ha) y poco profundo (10 m). En este trabajo se recuperó una secuencia sedimentaria de 3.98 m de longitud del fondo lacustre, la cual abarca aproximadamente los últimos 2,700 años. Análisis de geoquímica multielemental, de composición textural relativa y de abundancias relativas de remanentes de cladóceros, permitieron identificar los principales cambios ambientales del Holoceno tardío (piso Megalayense) en la región. Entre ~ 2,700 y ~ 2,550 años cal. AP, la evidencia sugiere una profundidad lacustre baja y una alta productividad local. Condiciones probablemente asociadas con una menor disponibilidad de humedad. Entre ~ 2,550 y ~ 1,700 años cal. AP, la disponibilidad de humedad aumentó, lo cual se reflejó en una profundidad lacustre mayor y condiciones de menor productividad en la laguna. Sin embargo, entre ~ 1,875 y ~ 1,775 años cal. AP, ocurrió una disminución en la disponibilidad de humedad que redujo la profundidad lacustre. Entre ~ 1,700 y ~ 1,400 años cal. AP, la evidencia sugiere una profundidad somera relacionada a un evento de sequía intenso. Entre ~ 1,400 y ~ 950 años cal. AP, la profundidad lacustre y la productividad en la laguna aumentaron. Estas condiciones ambientales posiblemente sean resultado del aumento en la colmatación del fondo lacustre a consecuencia del constante acarreo de sedimentos y nutrientes relacionados a una elevada disponibilidad de humedad y lluvia de tipo torrencial. Entre ~ 950 y ~ 235 años cal. AP, la profundidad lacustre fue baja y la productividad disminuyó. La evidencia geoquímica sugiere un intervalo con baja disponibilidad de humedad regional que permitió la expansión y desarrollo de la zona litoral. El aumento abrupto en las abundancias de especies limnéticas fueron asociadas al incremento del área de superficie lacustre. De ~ 235 años cal. AP hacia el presente, la evidencia geoquímica indicó una tendencia hacia condiciones de menor disponibilidad de humedad. No obstante, la productividad en la laguna aumentó. Las condiciones

ambientales observadas en este intervalo probablemente sean resultado de una señal antrópica local. En general, la reconstrucción paleoambiental sugiere que el clima regional ha ido cambiando hacia condiciones más secas debido al desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, *Intertropical Convergence Zone*). No obstante, debido a las características morfológicas de la cuenca, la laguna incrementó su área de superficie bajo condiciones de menor humedad. En términos de la reconstrucción de corto plazo, la reconstrucción paleoambiental sugiere un clima regional altamente variable. El incremento en la intensidad y frecuencia de eventos ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) parecen haber inducido cambios en el régimen de precipitación. En particular, los periodos con alta frecuencia de eventos El Niño indujeron periodos con sequías intensas, que, a su vez, estuvieron relacionadas con variaciones en el nivel lacustre. Los intervalos de mayor productividad en la laguna estuvieron asociados a condiciones de mayor precipitación que incrementaron el arrastre de nutrientes hacia la laguna, mientras que la evidencia en los remanentes de cladóceros sugiere intervalos de menor productividad relacionados a la presencia de macrófitas. Las similitudes entre los resultados obtenidos en este estudio y otros registros sedimentarios, respecto a las condiciones ambientales producidas por eventos climáticos secos, por ejemplo, el Periodo Epiclásico Mesoamericano, la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad del Hielo (LIA), refieren que el sistema Metztlán es altamente susceptible a los forzamientos climáticos de escala regional y global.

SECCIÓN 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción: Pregunta e hipótesis

El sistema climático de una región resulta de la interacción y acoplamiento de la atmósfera, los océanos, la biosfera, la superficie terrestre y la criósfera, siendo el principal conductor en la evolución climática de los sistemas naturales (Delcourt y Delcourt, 1991; Bradley, 2015). Estos componentes del sistema terrestre son dinámicos y susceptibles a estímulos energéticos externos, los cuales expresan variabilidad climática con diversas escalas temporales (Bradley, 2015). En escalas de tiempo cortas, la variabilidad climática se ha expresado principalmente a través de cambios en la temperatura y en la disponibilidad de la humedad regional, en respuesta a procesos de escala planetaria que han redistribuido la energía en ambos hemisferios (e. g., Haug, *et al.*, 2001; Cohen, 2003; Schneider *et al.*, 2014). Estos procesos, a su vez, regulan las dinámicas intrínsecas del planeta, como el reposicionamiento de la zona de convergencia intertropical (de aquí en adelante ITZC, por sus siglas en inglés) (Haug, 2001), El Niño/Oscilador del Sur (de aquí en adelante ENSO, por sus siglas en inglés) (Rasmusson y Carpenter, 1981; Magaña *et al.*, 2003), cambios en las concentraciones de dióxido de carbono y el vapor de agua en la atmósfera (Schmidt *et al.*, 2004), así como por actividades antrópicas en su mayoría expresadas a través de procesos de deforestación y cambio del uso del suelo (e. g., Curtis *et al.*, 1998; Leyden, 2002; Piperno *et al.*, 2007; Lozano-García *et al.*, 2010; Bush *et al.*, 2017; Caballero-Rodríguez *et al.*, 2018; Franco-Gaviria *et al.*, 2018).

A través de los últimos 2,000 años la variabilidad climática ha estado asociada con eventos térmicos y cambios hídricos que impactaron los ecosistemas y las sociedades humanas (e. g., Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Curtis *et al.*, 1998; Jones y Mann, 2004; Hodell *et al.*, 2005; Lachniet *et al.*, 2011, 2017; Bush *et al.*, 2017; Diaz *et al.*, 2011; Neukom y Gergis, 2011; Park *et al.*, 2019). Entre los eventos de carácter global se cuenta la Anomalía Climática Medieval (de aquí en

adelante MCA, por sus siglas en inglés), la cual fue un evento climático global ocurrido entre los siglos nueve y trece (entre los años 950 y 1,250 EC aproximadamente), que se caracterizó por sus cambios en la disponibilidad de humedad en varias regiones del mundo (e. g., Lamb, 1965, 1977; Rein *et al.*, 2004; Mann *et al.*, 2009; Diaz *et al.*, 2011). A este evento también se le ha conocido como Período Cálido Medieval u Optimo Climático Medieval, dado que inicialmente fue identificado como un incremento de la temperatura y mayores condiciones de disponibilidad de humedad en zonas del noroeste de Europa y gran parte del Atlántico norte (Hughes y Diaz, 1994; Lamb, 1965). No obstante, la variabilidad climática durante el MCA no fue uniforme, ya que han sido reportadas sequías en diversas regiones del mundo, por ejemplo, el sureste de Asia (e. g., Shen *et al.*, 2009), África tropical (e. g., Verschuren *et al.*, 2000; Russell y Johnson, 2007; Shanahan *et al.*, 2009), la Patagonia (e. g., Stine, 1994), el oeste de EU (e. g., Stine, 1994; Cook *et al.*, 2004, 2014), así como el norte, centro y sur de México (e. g., Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Cook *et al.*, 2004, 2014; Hodell *et al.*, 2005; Metcalfe *et al.*, 2010; Stahle *et al.*, 2011; Bhattacharya *et al.*, 2015; Lachniet *et al.*, 2017). Algunos estudios sugieren que la asincronía se debió al desencadenamiento de diversos patrones de circulación atmosférica derivados de un incremento en la insolación solar (Alverson *et al.*, 2003; Bradley *et al.*, 2003; Seager *et al.*, 2007; Mann *et al.*, 2009; Diaz *et al.*, 2011; Trouet *et al.*, 2009). El incremento en la disponibilidad de humedad sobre el norte de Eurasia sugiere la persistencia de las fases positivas de patrones de circulación atmosférica, en particular la Oscilación del Ártico (de aquí en adelante AO, por sus siglas en inglés) y la Oscilación del Atlántico Norte (de aquí en adelante NAO, por sus siglas en inglés), mientras que la sequías en el occidente de EU sugieren la persistencia de la fase negativa de ENSO, La Niña (Seager, 2007; Mann *et al.*, 2009; Diaz *et al.*, 2011; Trouet *et al.*, 2009).

Otro evento climático de alcance global fue la Pequeña Edad de Hielo (de aquí en adelante LIA, por sus siglas en inglés), un periodo climático caracterizado por condiciones particularmente frías y secas entre los siglos quince y diecisiete (entre los años 1400 y 1700 EC aproximadamente) (Mann *et al.*, 2009). Durante

este período se produjo una reducción de la temperatura superficial del mar de más de 2°C (Grove, 1988), que resultó en la expansión de los casquetes polares de las zonas montañosas del oeste de Europa y América del norte, al igual que regiones del este de Asia (Bradley y Jones, 1993). Diversos estudios señalan que este enfriamiento es producto de la combinación de un forzamiento volcánico, tanto por un efecto albedo y/o por la acumulación de sulfatos (e. g., Grove, 1988; Crowley, 2000; Crowley y Lowery, 2000; Robock, 2000; Hegerl *et al.*, 2003; Crowley *et al.*, 2008), como por un forzamiento de tipo solar producto de una menor insolación (e. g., Borcard *et al.*, 2001; Lozano-García *et al.*, 2007; Mann *et al.*, 2009; Steinhilber y Beer, 2011; Cuna *et al.*, 2014). Las evidencias de este enfriamiento en latitudes bajas, resultado de la circulación atmosférica meridional, han sido observadas en las sequías registradas en varias regiones del centro de México (e. g., Lozano-García *et al.*, 2007a; Cuna *et al.*, 2014; Castillo-Batista *et al.*, 2016), así como en varias regiones del Caribe, tales como la Península de Yucatán (Hodell *et al.*, 2005) y la fosa de Cariaco (Haug *et al.*, 2001, 2003). Diversos estudios sugieren una menor disponibilidad de humedad sobre el hemisferio norte durante la LIA, debido al desplazamiento de la ITCZ hacia el hemisferio sur, en respuesta a cambios en el balance energético de la Circulación Oceánica del Atlántico norte (de aquí en adelante AMOC, por sus siglas en inglés) (e. g., Chiang y Bitz, 2005; Marshall *et al.*, 2014; Schneider *et al.*, 2014) y a la persistencia de las fases negativas de los patrones de circulación atmosférica AO y NAO, así como la fase positiva de ENSO, El Niño (e. g., Shindell *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2001, 2003; Moy *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2009; Trouet *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2014; Rustic *et al.*, 2015).

La variabilidad ambiental de los últimos 2,000 años hace de este intervalo de tiempo un laboratorio natural para estudiar las relaciones existentes entre la evolución del clima y los ecosistemas. Como se ha mencionado, el clima ha variado en respuesta a mecanismos de forzamiento energético externo que han manifestado cambios en los sistemas naturales (Labeyrie *et al.*, 2003). Esta variabilidad es importante, porque incide en las condiciones ambientales que definen la permanencia de las comunidades en dichos sistemas. Los estudios

paleoambientales que utilizan como base los análisis de múltiples indicadores (estudios multiproxy) permiten discernir cuáles procesos climáticos son los que han interactuado sobre el área de estudio, mediante qué procesos y en cuanto tiempo (Cohen, 2003). El último par de siglos han sido altamente variables en términos del clima (e. g., Diaz *et al.*, 2011; Mann *et al.*, 2009), al tiempo que los cambios de los ecosistemas se han acelerado. Desde el punto de vista socioeconómico, los ecosistemas son una fuente de recursos finitos y, por ende, debe haber un manejo sustentable de ellos. Debido a esto, la identificación de los patrones de respuesta local y regional a forzamientos de una misma magnitud, como los forzamientos modernos (e. g., el cambio climático y la sobreexplotación humana), pueden representar escenarios y brindarnos información para comprender, por ejemplo, cómo ha sido y cómo será la variabilidad ambiental de la laguna Metztitlán. El estudio de esta laguna, la cual presenta un origen por represamiento natural, nos permitirá evaluar y comparar la evolución de sus condiciones ambientales respecto a otros sistemas lacustres.

El centro de México es un punto clave para los estudios de reconstrucciones paleoambientales, dada la formación de numerosos lagos distribuidos a lo largo de distintos gradientes orográficos, climáticos y biológicos (Caballero-Rodríguez *et al.*, 2018). Los sedimentos acumulados en los lagos actúan como un archivo de la variabilidad ambiental, desde los cambios en las comunidades de organismos hasta cambios en los procesos fisicoquímicos que dominan sobre la región. Este registro sedimentario es capaz de reflejarnos la evolución del ecosistema en función de su variabilidad climática y el impacto producido por procesos biológicos y antrópicos del pasado. Estos cambios se han visto reflejados en diferentes sistemas naturales desde la época glacial del Pleistoceno hasta el actual interglacial, el Holoceno (e. g., Lozano-García, 1993; Siebe *et al.*, 1995; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999, 2001, 2002; Correa-Metrio *et al.*, 2013). De esta manera, los lagos del centro de México han registrado una historia evolutiva individual en respuesta, no solo a forzamientos energéticos externos, sino además a condiciones locales en particular.

El objetivo de este proyecto fue evaluar el efecto de la variabilidad ambiental ocurrida durante el Holoceno tardío (Walker *et al.*, 2012) (también llamado piso Megalayense (Walker *et al.*, 2018) en la laguna Metztlán, Estado de Hidalgo, a través de un análisis con múltiples indicadores de sus sedimentos acumulados. Mediante el estudio de remanentes subfósiles de cladóceros y la geoquímica elemental de los sedimentos, se pretende abordar la variabilidad ambiental, local y regional, respectivamente. En términos generales, se busca resolver la siguiente pregunta de investigación: La variabilidad ambiental local dentro de la laguna de Metztlán expresada en los cambios de los ensambles de cladóceros, ¿se encuentra relacionada con la variabilidad ambiental regional representada por la composición geoquímica de los sedimentos?

Hipótesis

El desplazamiento meridional de la ITCZ ha provocado cambios en la estacionalidad de la insolación hemisférica, conduciendo a una disminución gradual de la disponibilidad de humedad sobre el hemisferio norte. Esta variabilidad climática es expresada a través de cambios hidrológicos regionales (e. g., Franco-Gaviria *et al.*, 2014; Vázquez-Molina *et al.*, 2016). Por lo tanto, el registro geoquímico contenido en la secuencia sedimentaria de la laguna Metztlán reflejará la tendencia hacia una menor disponibilidad de humedad sobre el centro de México a través del Holoceno tardío.

La orogenia del centro de México promueve el desarrollo de numerosos climas regionales (e. g., Caballero-Rodríguez *et al.*, 2017). Estos climas regulan las dinámicas hidrológicas de los sistemas lacustres a nivel local. De esta manera, la reconstrucción paleoambiental local, basada en remanentes de cladóceros, mostrará las dinámicas en la profundidad y área superficial lacustre en relación a cambios de la disponibilidad de humedad durante el Holoceno tardío.

Durante el Holoceno tardío ocurrieron diversos eventos climáticos de corta duración, por ejemplo, el MCA y la LIA, que produjeron cambios en la temperatura y el régimen hídrico en distintas partes del mundo (Alverson *et al.*, 2003; Jones y Mann, 2004). Las investigaciones elaboradas en diferentes localidades del centro de México sugieren que estos eventos climáticos estuvieron asociados a condiciones con menor disponibilidad de humedad (e. g., Caballero *et al.*, 2002; Lozano *et al.*, 2010; Lachniet *et al.*, 2012; Cuna *et al.*, 2014). Así, las respuestas ambientales en la secuencia sedimentaria de la laguna Metztitlán estarán acopladas a los cambios climáticos asociados al MCA y la LIA.

1.2 Objetivos específicos

1) Reconstruir las dinámicas ecológicas y ambientales a nivel local por medio de los ensamblajes de cladóceros contenidos en los sedimentos acumulados en la laguna de Metztitlán durante el Holoceno tardío.

2) Reconstruir el contexto climático regional de la laguna de Metztitlán basado en el análisis de la composición geoquímica de los sedimentos durante el Holoceno tardío.

3) Evaluar las relaciones entre clima regional y los ensamblajes de cladóceros de la laguna de Metztitlán durante el Holoceno tardío.

SECCIÓN 2. MARCO TEÓRICO

2.1 Los lagos y la sedimentación

Los lagos son cuerpos de agua que se originan por la acumulación de escorrentía o afluentes dentro una depresión del terreno. Así, en el fondo de los lagos se acumulan sedimentos que constituyen archivos naturales de los cambios en los ecosistemas y el ambiente (Adrian *et al.*, 2009; Jeppesen *et al.*, 2014). Los lagos pueden tener distintos orígenes de formación, por ejemplo, volcánicos, tectónicos, glaciales, represamiento, entre otras. Sin embargo, todos se asocian a procesos geológicos que tienden a conformar una cuenca de captación (Sly, 1978; Thomas *et al.*, 1996; Wetzel, 2001).

Los materiales que se acumulan en los fondos de los lagos corresponden a secuencias sedimentarias que poseen, en teoría, integridad estratigráfica, donde los materiales más antiguos se encuentran por debajo de los más recientes (Birks, 1994; Lotter *et al.*, 1997, 1998). Los materiales contenidos en las secuencias sedimentarias presentan un origen autóctono o alóctono. El material alóctono o terrígeno proviene de ambientes fuera del lago y cuyos componentes han sido alterados por procesos físicos y/o químicos. La tasa de sedimentación del material alóctono depende de la intensidad del transporte hidrológico, la presencia de cobertura vegetal y el tamaño de grano de los sedimentos, los cuales a su vez son controlados por factores regionales, como el clima, el sistema hidrológico, la morfología de la cuenca, la distancia entre el sistema lacustre y la fuente de los materiales, así como la estructura en la comunidad de organismos presentes dentro y en torno al lago. Algunos de estos factores pueden ser modificados por el cambio del uso de suelo causado por actividades humanas (Sly, 1978; Gąsiorowski, 2008). Generalmente los materiales más gruesos como arenas, cantos y gravas son depositados a las orillas de los lagos, mientras que los materiales más finos, como los limos y arcillas, son depositados en la zona media y más profunda del lago, respectivamente. Entre tanto, el material autóctono son sedimentos propios del

lago, que resultan de precipitados a causa de procesos fisicoquímicos y biológicos (Wetzel, 2001; Cohen, 2003; Bradley, 2015). Cuando la tasa de evaporación supera a la tasa de precipitación, los elementos disueltos en el agua pueden precipitar en forma de distintos compuestos, por ejemplo, carbonatos y algunos óxidos (e. g., Kelts y Hsü, 1978; Calvert y Pedersen, 1993). La tasa de sedimentación del material autóctono depende de las concentraciones elementales disueltas en el agua, reacciones de tipo óxido-reducción y cambios en la profundidad lacustre (e. g., Wetzel, 2001; Cohen, 2003; Algeo y Maynard, 2004; Haese, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006; Bradley, 2015).

Los archivos de las secuencias sedimentarias dentro de los lagos están conformados por diversos indicadores naturales (Lotter *et al.*, 1997, 1998). Estos indicadores están clasificados como fisicoquímicos y biológicos. Los indicadores fisicoquímicos conservan una señal de la proveniencia y del ambiente de depósito, que permite inferir cambios ambientales sobre una región en particular. Los indicadores fisicoquímicos más utilizados suelen ser las propiedades magnéticas e isotópicas, los compuestos orgánicos y la clasificación de elementos mayores, menores y traza de la composición geoquímica de los sedimentos (Albaréde, 2009). Por su parte, los indicadores biológicos son conjuntos o ensambles de especies, que pueden pertenecer a uno o más linajes, y que, dado sus requerimientos ecológicos, rangos de tolerancia y patrones de distribución, aportan información acerca de las condiciones ambientales dentro del ecosistema (Frey, 1988; Lotter *et al.*, 1997, 1998).

2.2 Geoquímica multielemental

Los sedimentos de una secuencia sedimentaria poseen una composición química específica definida por la naturaleza geológica de una región en respuesta a procesos de intemperismo, erosión, sedimentación y diagénesis (Tarbuck y Lutgens, 2005). Entre los antes mencionados, el intemperismo es el principal factor que determina tanto el tamaño de grano como la composición química de los

sedimentos. Por un lado, el intemperismo físico está caracterizado por la fragmentación mecánica de las rocas parentales, resultando en distintitos tipos de grano. Por el contrario, el intemperismo químico produce una alteración parcial de las rocas parentales por medio de hidrolisis, condicionando la composición química de los materiales depositados en un sistema lacustre (Albaréde, 2009).

Los cambios en el tamaño de grano y la composición química de los sedimentos permiten realizar inferencias sobre procesos que han ocurrido en la cuenca de drenaje, la cual, es un reflejo de la variabilidad ambiental a nivel regional (Battarbee, 2000; Boyle, 2001; Last, 2001; Cohen, 2003; Calvert y Pedersen, 2007; Boës *et al.*, 2011). Dicha variabilidad es utilizada para detectar los cambios en el régimen de precipitación (e. g., Haug *et al.*, 2001; Roy *et al.*, 2014; Vázquez-Molina *et al.*, 2016; Díaz *et al.*, 2017), condiciones de óxido-reducción (e. g., Eusterhues *et al.*, 2005, Haese, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006) e impacto antropogénico (e. g., Franco-Gaviria, 2014).

Dentro del análisis geoquímico, aquellos elementos terrígenos conservativos como el aluminio (Al), el titanio (Ti) y el zirconio (Zr), transmiten de manera precisa cambios en la variabilidad ambiental debido a su naturaleza geoquímicamente estable, es decir, son elementos que no presentan alteraciones durante el transporte y depósito de los sedimentos hacia la cuenca de depósito (Quinby-Hunt y Wilde, 1997; Boës *et al.*, 2011). Utilizando relaciones de afinidad química entre elementos se pueden reconstruir los procesos que han determinado parte de la evolución en los ecosistemas lacustres.

2.3 Cladóceros

Los cladóceros son un grupo de microcrustáceos (generalmente con una talla menor a 1 mm) comúnmente utilizados en estudios de reconstrucciones paleoambientales (e. g., Frey, 1960; Boucherle y Züillig, 1983; Hofmann, 1987; Hann, 1989; Szeroczyńska, 2002; Zawisza y Szeroczyńska, 2007; Korponai *et al.*,

2011; Cuna *et al.*, 2014; Szeroczyńska *et al.*, 2015; Zawiska *et al.*, 2013, 2015; Vázquez-Molina *et al.*, 2016; Zawisza *et al.*, 2012, 2016, 2017; Filoc *et al.*, 2017; Milan *et al.*, 2017; Ibragimova *et al.*, 2018). Los cladóceros son uno de los principales componentes biológicos de la estructura y dinámica plantónica de los lagos (Bernardi *et al.*, 1987; Korhola y Rautio, 2001). Dadas sus elevadas abundancias dentro de los sistemas lénticos, estos microcrustáceos pueden controlar las poblaciones de fitoplancton (e. g., Timms y Moss, 1984; Kerfoot y Kirk, 1991) y sirven como alimento de copépodos y peces zooplanctívoros dentro de la red trófica de los lagos (e. g., Kerfoot, 1978; Nilssen y Wærvågen, 2003; Meerhoff *et al.*, 2006).

Los cladóceros tienen un cuerpo pequeño con un caparazón ligeramente ovalado y bien desarrollado. La morfología externa, particularmente la parte anterior del caparazón, postabdomen y casco cefálico, presentan una ornamentación distintiva en forma de patrones de estrías, poros y espinas que permiten su identificación taxonómica a nivel de especie (e. g., Ramírez, 1981; Elías-Gutiérrez *et al.*, 1999, 2008; Szeroczyńska y Sarmaja-Korjonen, 2007; Korosi y Smol, 2012a, 2012b) (Fig. 1). Un alto porcentaje de las estructuras corporales de los cladóceros están constituidas por un polisacárido llamado quitina. Esta sustancia permite la preservación de las estructuras morfológicas de los cladóceros (remanentes subfósiles) dentro del registro sedimentario debido a su naturaleza químicamente estable (Deevey, 1964; Smirnov, 2017).

A pesar de que el registro sedimentario señala que este grupo apareció durante el período Jurásico, la preservación de los remanentes se encuentra mejor descrita a finales del Cuaternario, más específicamente entre el último Interglacial y el Holoceno (e. g., Frey, 1962; Duigan y Birks, 2000; Korhola y Rautio, 2001). La taxonomía de los cladóceros está conformada por un solo grupo monofilético de 632 especies descritas, contenidas en 4 infraordenes y 18 familias (Korhola y Rautio, 2001; Ahyong, 2011). A continuación, se presenta la clasificación taxonómica de cladóceros propuesta por Ahyong (2011):

Subphylum Crustacea

Clase Branchiopoda

Subclase Phyllopoda

Orden Diplostraca

Suborden Cladocera

Infraorden Ctenopoda (2 familias)

Familia Holopediidae (1 género, 3 especies)

Familia Sididae (7 géneros, 47 especies)

Infraorden Anomopoda (12 familias)

Familia Acantholeberidae (1 género, 1 especie)

Familia Bosminidae (2 géneros, 14 especies)

Familia Chydoridae (49 géneros, 269 especies)

Familia Daphniidae (5 géneros, 121 especies)

Familia Dumontidae (1 género, 1 especie)

Familia Euryceridae (1 género, 8 especies)

Familia Gondwanotrichidae (1 género, 1 especie)

Familia Ilyocryptidae (1 género, 28 especies)

Familia Macrothricidae (11 géneros, 60 especies)

Familia Moinidae (2 géneros, 29 especies)

Familia Neothricidae (1 género, 3 especies)

Familia Ophryoxidae (2 géneros, 3 especies)

Infraorden Onychopoda (3 familias)

Familia Cercopagidae (2 géneros, 13 especies)

Familia Podonidae (7 géneros, 17 especies)

Familia Polyphemidae (1 género, 13 especies)

Infraorden Haplopoda (1 familia)

Familia Leptodoridae (1 género, 1 especie)

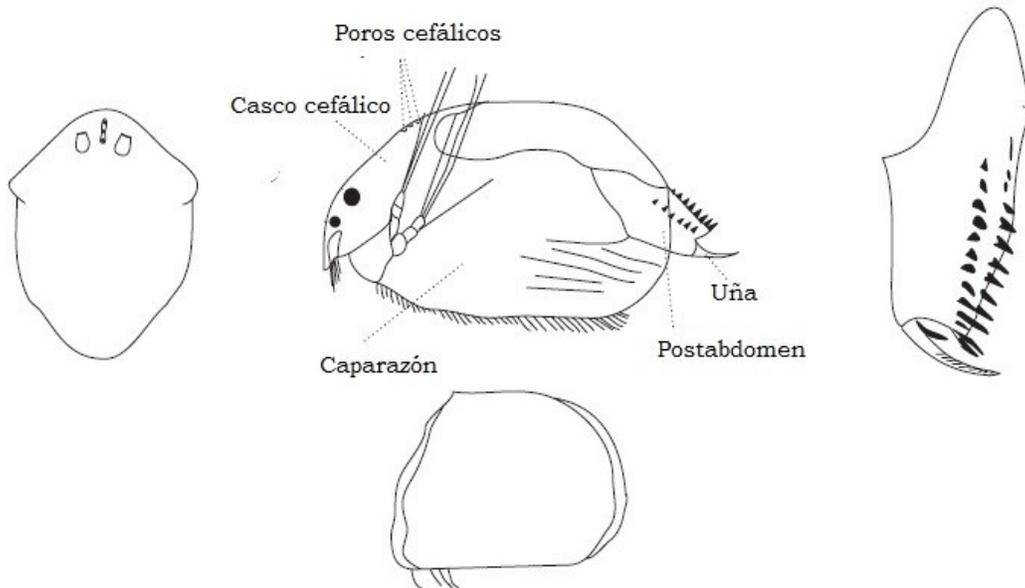


Figura 1.- Esquema de los remanentes subfósiles de cladóceros. Casco cefálico (izquierda), caparazón (centro) y postabdomen (derecha). Tomado y modificado de Korhola y Rautio (2001).

La distribución del zooplancton dentro de un sistema lacustre es altamente heterogénea. La distribución de los cladóceros, así como su diversidad y abundancia, son influenciadas por las condiciones ambientales del ecosistema en el que han evolucionado (Frey, 1960; Fryer, 1968; Hofmann, 1987; Hann, 1989; Korhola y Rautio, 2001). En primera instancia, los cladóceros están distribuidos a distintas profundidades dentro de los lagos, ya sea en la zona del bentos, litoral o limnética, de acuerdo con sus requerimientos ecológicos y a las características fisiomorfológicas de cada especie (Frey, 1960; Fryer, 1968; Hofmann, 1987; Frey, 1988; Whiteside y Swindoll, 1988; Kotov, 2006). En segunda instancia, la diversidad de especies es proporcional a la cantidad de biotopos existentes (Fryer, 1968; Flößner, 1985; Whiteside y Swindoll, 1988; Hann, 1989; Korhola y Rautio, 2001; Frolova, 2017). En general, la zona limnética, también llamada pelágica para lagos profundos, está representada por las familias Daphniidae y Bosminidae, mientras que la zona litoral está representada principalmente por miembros de la familia Chydoridae (e. g., Hann, 1989; Korhola y Rautio, 2001). Esta última, es más diversa respecto a las familias que se distribuyen en la zona limnética debido a la disponibilidad de numerosos microhábitats (Whiteside y Swindoll, 1988). La presencia de vegetación acuática, arena, rocas y detritos aumenta la disponibilidad de nichos en el litoral debido a la complejidad del ambiente físico (e. g., Whiteside, 1970; Whiteside y Swindoll, 1988; Duigan y Birks, 2000; Frolova, 2017). En consecuencia, los Chydoridos no están distribuidos aleatoriamente y presentan preferencias ecológicas específicas definidas por su historia evolutiva (Hofmann, 1987; Nilssen y Sandøy, 1990).

Las abundancias de los cladóceros están controladas por variables ambientales e interacciones ecológicas que favorecen o inhiben el crecimiento poblacional de manera específica (Frey, 1976; Flößner, 1985; Hann, 1989; Duigan, 1992; Korhola y Rautio, 2001; Dodson *et al.*, 2009). Debido a sus necesidades fisiológicas, los cambios en las condiciones ambientales repercuten directamente en sus tasas de reproducción, crecimiento y mortalidad (Sarma *et al.*, 2005). Los cladóceros presentan un ciclo reproductivo de dos fases. Una partenogenética que

genera grandes poblaciones de hembras a través de una reproducción tipo R cuando las condiciones ambientales son favorables, mientras que cuando no lo son, sus poblaciones tienden a disminuir gradualmente. En consecuencia, realizan una reproducción secundaria de tipo sexual, que produce huevos de resistencia llamados efiplas, los cuales se depositan en el fondo lacustre hasta que las condiciones ambientales sean favorables (Ramírez, 1981; Elías-Gutiérrez *et al.*, 2008).

El incremento de las abundancias en los Chydoridos suele ser atribuido a la expansión de la zona litoral, lo que es asociado a una profundidad lacustre menor (e. g., Fryer, 1980; Hofmann, 1987; Korhola, 1999; Vázquez-Molina *et al.*, 2016). Las especies de aguas poco profundas tienen una mayor afinidad a la vegetación acuática, ya sean macrófitas emergentes, sumergidas o flotantes (e. g., Hofmann, 1987; Whiteside y Swindoll, 1988; Hann, 1989; Stansfield *et al.*, 1997; Brodersen *et al.*, 1998; Amsinck *et al.*, 2003; Debastiani-Júnior *et al.*, 2016). En general, los Chydoridos actúan como filtradores de fitoplancton o como rapadores del perifiton arraigado a la vegetación acuática y/o al sustrato (Flößner *et al.*, 1985; Adamczuk, 2014). Además, las macrófitas sirven como refugios para los Chydoridos debido a que la mayoría de estas en especies, en comparación con las especies limnéticas, presentan una baja capacidad de natación ante la depredación (Dodson *et al.*, 2009; Smirnov, 2017). Asimismo, las macrófitas resultan en hábitats permanentes, dado que los lagos poco profundos, al no estratificarse, carecen de hipolimnion que favorezca la migración vertical (e. g., Nurminen y Horppila, 2002; Meerhoff *et al.*, 2006).

En la zona litoral de lagos oligotróficos y mesotróficos es común observar la presencia de macrófitas (Stansfield *et al.*, 1997). Las hidrófitas son un componente de la regulación del estado trófico de los lagos, ya que, a través de procesos como la alelopatía y/o la competencia por nutrientes, inhiben el crecimiento y desarrollo del fitoplancton (Jeppesen *et al.*, 1997; Stansfield *et al.*, 1997). Las macrófitas afectan el ciclo de nutrientes en la interfase sedimento - agua por medio de la

transferencia de elementos químicos, particularmente de nitrógeno, fosforo, hierro y manganeso. Al regular la liberación de nutrientes, las macrófitas reducen la materia en suspensión y con ello su disponibilidad para el fitoplancton (e. g., James y Barko, 1994; Jeppesen *et al.*, 2001; Thomaz y Cunha, 2010). Por otra parte, la proliferación del fitoplancton en los lagos ha sido relacionada con el aumento de estado trófico (Cooke, 1993). El fitoplancton se desarrolla principalmente en ambientes agitados con disponibilidad de luz (Wetzel, 2001). Estos microorganismos autótrofos no requieren de una alta demanda de nutrientes, por lo que su crecimiento es rápido en los sistemas lacustres (e. g., Sand-Jensen y Borum, 1991). Cuando la concentración de nutrientes aumenta, el fitoplancton se acumula en la zona menos profunda de los sistemas lacustres, aumentando la turbidez del agua (e. g., Sand-Jensen y Borum, 1991; Scheffer *et al.*, 1993). Al morir, estos microorganismos son degradados por bacterias que consumen oxígeno en el proceso (Chislock *et al.*, 2013). El aumento en la turbidez del agua provoca que la penetración de la luz sea menor, y con ello la disminución tanto de la tasa fotosintética como la liberación de oxígeno por parte de las macrófitas y el perifiton asociado al bentos y a las mismas macrófitas (e. g., Sand-Jensen *et al.*, 1982; Reddy *et al.*, 1990; Scheffer *et al.*, 1993).

De acuerdo con varios estudios, la diversidad de los cladóceros disminuye con el grado de eutrofización (e. g., Whiteside y Harmsworth, 1967; Hofmann, 1987; Whiteside y Swindoll, 1988; Stansfield *et al.*, 1989; Brodersen *et al.*, 1998; Korhola, 1999; Korhola y Rautio, 2001; Meerhoff *et al.*, 2006; Debastiani-Júnior *et al.*, 2016). En particular, el ambiente litoral es el más afectado, ya sea por la disminución en la distribución de las macrófitas limitadas a áreas poco profundas debido al efecto de la turbidez, así como por el cambio en las condiciones ambientales, por ejemplo, pH, conductividad y temperatura (e. g., Fryer, 1980; Verschuren *et al.*, 2000; Amsinck *et al.*, 2003; Lotter *et al.*, 1997, 1998; Brodersen *et al.*, 1998; Eyto *et al.*, 2002; Amsinck *et al.*, 2003; Pérez *et al.*, 2013; Wojewódka *et al.*, 2016; Charqueño, 2017). Al disminuir la abundancia de la cobertura vegetal en la zona litoral, se incrementa la tasa de erosión hacia la cuenca, y con ello, el aumento de los detritos

en el fondo lacustre y la suspensión de nutrientes en la columna de agua (e. g., Stansfield *et al.*, 1989; James y Barko, 1990, 1994; Scheffer *et al.*, 1993; Jeppesen *et al.*, 2001). En consecuencia, la diversidad y las abundancias de los Chydoridos decrecen con el aumento de nutrientes en los lagos.

Los taxa de las familias Daphniidae y Bosminidae han sido descritos como especies pelágicas (e. g., Hofmann, 1987; Amsinck *et al.*, 2003). No obstante, su distribución espacial dentro de los sistemas lacustres está estrechamente relacionada con los organismos zooplanctónicos o libre nadadores (e. g., Gąsiorowski y Szeroczyńska, 2004; Villalobos, 2006). Los cladóceros limnéticos pueden encontrarse en cualquier parte de los sistemas lacustres (Adamczuk, 2014). Sin embargo, presentan una mayor densidad poblacional a lo largo de la columna de agua debido a que presentan antenas bien desarrolladas que favorecen su capacidad de natación contra depredadores zooplanctívoros (e. g., Sprules *et al.*, 1984; Whiteside y Swindoll, 1988; Kerfoot, 2006). Las especies limnéticas se alimentan de partículas o fitoplancton suspendido en la columna de agua por medio de la filtración (Kerfoot y Kirk, 1991; Wærvågen y Nilssen, 2011). En lagos poco profundos, las especies limnéticas utilizan una migración horizontal activa que les permite evadir a sus depredadores, así como buscar refugio en la zona litoral (Timms y Moss, 1984; Burks *et al.*, 2002).

Los miembros de la familia Daphniidae son organismos de gran tamaño con una alta capacidad de competición contra otros cladóceros (Nurminen y Horppila, 2002). No obstante, su intolerancia al aumento en el estado trófico ha limitado a este género a ambientes oligotróficos y de aguas frías (e. g., Nilssen, 1984; Whiteside y Swindoll, 1988; Gliwicz, 1990; Szeroczyńska, 2002; Amsinck *et al.*, 2003; Cuna *et al.*, 2014; Milan *et al.*, 2017). Por el contrario, la familia Bosminidae está caracterizada por presentar especies que se distribuyen en condiciones oligotróficas, mesotróficas y eutróficas (e. g., Boucherle y Züllig, 1983; Szeroczyńska, 2002; Gąsiorowski y Szeroczyńska, 2004; Vázquez-Molina *et al.*, 2016). La disminución en las abundancias de las especies limnéticas es relacionada

con la homogeneización del sistema léntico, es decir, cuando la profundidad del lago es menor y/o el área de superficie se reduce, permitiendo un mayor desarrollo de la zona litoral (Frolova, 2017). El cambio en el tamaño de los lagos disminuye el número de individuos en la zona limnética, ya sea por una menor cantidad de alimento suspendido o por la ineficacia para alimentarse del perifiton arraigado a macrófitas y/o al bentos (Burks *et al.*, 2002).

En lagos tropicales, el ciclo de vida de los cladóceros ocurre en un tiempo menor a una semana (Sarma *et al.*, 2005). Así, los cladóceros permiten reconstruir las condiciones limnológicas de los lagos a través de cambios rápidos en sus abundancias (Sweetman y Smol, 2006). El incremento/decremento de las abundancias de cladóceros respecto al grado de eutrofización y a la profundidad lacustre, se encuentran asociadas con la dominancia de unas especies sobre otras (e. g., Gąsiorowski y Szeroczyńska, 2004; Zawisza y Szeroczyńska, 2007; Cuna *et al.*, 2014; Vázquez-Molina *et al.*, 2016; Frolova, 2017). La especificidad ecológica, la sensibilidad a los cambios en las condiciones ambientales y la preservación de los remanentes subfósiles, han vuelto a los cladóceros un indicador preciso de la variabilidad ambiental local (Alric *et al.*, 2013). De esta manera, los cambios tanto en la composición de especies como en las fluctuaciones de sus abundancias permiten evaluar las distintas respuestas de los sistemas lacustres a los estímulos externos, ya sean naturales o antrópicos, a través del tiempo.

2.4 El clima en el centro de México

El centro de México es una zona en la cual se expresa una amplia diversidad ambiental producto de diversos gradientes orográficos, climáticos y biológicos (e. g., Ferrari *et al.*, 2011; Mastretta-Yanes *et al.*, 2015; Caballero-Rodríguez *et al.*, 2017, 2018). El incremento en la actividad volcánica durante la transición Neógeno - Cuaternario dio como origen un relieve accidentado de cordilleras y valles que conforman el actual sistema de sierras (Madre Oriental, Occidental y Sur) junto con el Cinturón Volcánico Transmexicano (Ferrari *et al.*, 2011). Esta topografía

constituye un gradiente altitudinal que modula la temperatura y la precipitación a escala regional (e. g., Frei y Schär, 1998; Hartmann, 2016; Sigala *et al.*, 2017). Adicionalmente, el clima ha sido modulado por forzamientos internos del planeta (Correa-Metrio *et al.*, 2016), por ejemplo, cambios en la intensidad del Monzón Mexicano o norteamericano (Douglas *et al.*, 1993), la migración meridional (temporal y estacional) de la ITCZ (Haug *et al.*, 2001, 2003), cambios en los sistemas frontales de latitud media llamados *Nortes* (Magaña *et al.*, 2003), anomalías climáticas asociadas a las fases de ENSO (Horel y Wallace, 1981; Magaña *et al.*, 2003), entre otros.

2.4.1 El Monzón Mexicano

El Monzón de verano, también llamado Monzón Mexicano o norteamericano, es un sistema de precipitación anual que ocurre sobre el noroeste de México y el suroeste de los EU, entre los meses de junio y julio, como resultado del transporte de humedad oceánica y a la inestabilidad termodinámica atmosférica regional (Douglas *et al.*, 1993; Arias, *et al.*, 2012). El transporte de humedad tiene su origen en la interconexión de los vientos húmedos provenientes tanto del golfo de California (por debajo de los 850 hPa) como del golfo de México (por encima de los 850 hPa) (e. g., Higgins, *et al.*, 1997; Arias *et al.*, 2012).

El inicio del monzón ocurre al suroeste de México durante junio, el cual, inmediatamente se propaga hacia el norte, pasando por la cadena montañosa occidental de la Sierra Madre Oriental, para finalmente alcanzar, entre junio y julio, el suroeste de Arizona y Nuevo México (Higgins *et al.*, 1999). La formación del monzón es controlada por diversos factores climáticos (Arias, *et al.*, 2012), por ejemplo, el reciclamiento de la humedad local (Anderson *et al.*, 2004), los procesos de evapotranspiración (Zhu *et al.*, 2007), la inhibición convectiva (Myoung y Nielsen-Gammon, 2010) y los sistemas transitorios de escala sinóptica, entre ellos, los frentes fríos y las ondas cortas del este (Magaña, 2003; Douglas y Englehart, 2007).

Diversos estudios han demostrado que la humedad formada durante la ocurrencia anual del monzón es parte fundamental del sistema climático en las regiones del noroeste de México (e. g., Metcalfe *et al.*, 2010, 2015; Lachniet *et al.*, 2012, 2017). Sin embargo, su intensificación o debilitamiento han sido ligados con la frecuencia de eventos ENSO, particularmente asociados con el cambio en la temperatura superficial del mar (de aquí en adelante SST, por sus siglas en inglés), que inhiben o fortalecen la convección durante la estación de verano. Entre los efectos observados se encuentran la frecuencia de monzones menos húmedos durante la fase El Niño y monzones más húmedos durante episodios la fase La Niña (Higgins *et al.*, 1999; Arias *et al.*, 2012).

2.4.2 La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ)

La ITCZ es una región de bajas presiones ubicada en la región tropical donde convergen los vientos alisios, tanto del hemisferio norte como del hemisferio sur, dentro del sistema de circulación atmosférica de las celdas de Hadley (Waliser y Gautier, 1993). Debido al ángulo de inclinación de la Tierra, el rango de insolación solar es mayor sobre el ecuador, lo que produce que las masas de aire se calienten y asciendan por convección formando un cinturón de nubes que condensan y precipitan (Schneider *et al.*, 2014; Jury, 2018). La ITCZ presenta un desplazamiento anual de norte a sur, y viceversa, en respuesta al cambio interanual de la insolación sobre la superficie del planeta, causado por el ángulo de inclinación de la tierra y el movimiento de traslación alrededor del sol (Schneider *et al.*, 2014). El plano de la eclíptica presenta dos posiciones de mayor declinación con respecto al Sol, una al norte sobre el trópico de Cáncer y otra al sur sobre el trópico de Capricornio. Estas posiciones corresponden con los ángulos que reciben mayor insolación anual conocidos como solsticios de verano (Brock, 1981; Kukla y Gavin, 2004). Cuando el solsticio del verano boreal llega en junio, la mayor insolación incide sobre el hemisferio norte, dando origen al invierno austral sobre el hemisferio sur. De manera inversa, el incremento de insolación sobre el hemisferio sur conduce al solsticio del verano austral en diciembre, produciendo el invierno boreal en el hemisferio norte

(e. g., Waliser y Gautier, 1993; Schneider *et al.*, 2014; Jury, 2018). La migración de la ITCZ, sobre los Océanos Pacífico y Atlántico ocurre a los 9° norte durante el verano boreal, y a los 2° norte durante el verano Austral (Schneider *et al.*, 2014; Jury, 2018). El movimiento anual de la ITCZ hacía el hemisferio norte permite la formación de nubes convectivas profundas, el transporte de flujos húmedos y la formación de huracanes tropicales u ondas del este (Magaña, 1999; Magaña *et al.*, 2003). Dicha humedad es acarreada por los vientos alisios hacia el mar Caribe, así como al sur y centro de México, representando la mayor parte de la precipitación de verano sobre estas regiones.

A lo largo del Holoceno, la posición geográfica de la ITCZ ha variado como resultado del efecto combinado entre forzamientos de escala planetaria (ciclos de Milankovitch) (Milankovitch, 1941) que influyeron en la incidencia y el rango de radiación solar que arriba continuamente a la tierra (Berger, 1978; Haug *et al.*, 2001). La excentricidad modula la cantidad de insolación que recibe la Tierra en relación a la distancia existente entre la Tierra y el Sol durante el movimiento de traslación (Martín-Chivelet *et al.*, 2015). El ciclo excentricidad, con un periodo de ~ 100,000 años, ha definido una forma elíptica en la trayectoria de la órbita terrestre que trajo como consecuencia periodos en los que la Tierra se encuentra más cerca (perihelio) o más lejos (afelio) del Sol (Berger, 1988; Kukla y Gavin, 2004). Por otra parte, el ciclo de oblicuidad, con un periodo de ~ 40,000 años, hace referencia al ángulo formado entre el plano ecuatorial de la Tierra y la eclíptica (Berger, 1988; De Boer y Smith, 1994). Actualmente, el ángulo es de 23.44°, el cual ha contribuido a que la insolación sea mayor en latitudes bajas respecto a los polos (Kukla y Gavin, 2004). Por último, la precesión es un ciclo giratorio (con movimiento axial y apsidal) de ~ 26,000 años que presenta la Tierra sobre su propio eje (con trayectoria en sentido contrario al movimiento de rotación terrestre) causado por la atracción gravitacional lunar y solar sobre la Tierra (De Boer y Smith, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 2015). Este forzamiento ha sido asociado con la variabilidad en la estacionalidad de la insolación a través del Holoceno (Haug, *et al.*, 2001; Schneider *et al.*, 2014).

Con base en los registros sedimentarios que indican cambios en las condiciones de humedad entre ambos hemisferios (e. g., Maslin y Burns, 2000; Mayle *et al.*, 2000; Poore *et al.*, 2003; Baker *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2001; Fleitmann *et al.*, 2007; Lachniet *et al.*, 2013; Roy *et al.*, 2014; Bernal *et al.*, 2016), se ha propuesto que, durante el Holoceno temprano, el verano boreal correspondió con el perihelio, es decir, una máxima declinación de la Tierra en el hemisferio norte con una distancia más corta de la Tierra respecto al Sol, mientras que, el verano austral en el hemisferio sur ocurrió durante el afelio, es decir, una máxima declinación de la Tierra en el hemisferio sur con una distancia más grande entre la Tierra y el Sol (e. g., Haug, 2001; Kukla y Gavin, 2004; Schneider *et al.*, 2014). Los cambios de posición de los solsticios serían a causa del fenómeno conocido como la precesión de los equinoccios que refiere al desplazamiento gradual en la posición anual de los equinoccios (primavera y otoño), y solsticios (verano e invierno), debido al cambio en la posición del ecuador respecto a la eclíptica durante el ciclo de precisión (Imbrie e Imbrie, 1979; Berger, 1988; Martín-Chivelet *et al.*, 2015). Por lo tanto, el actual ciclo de precesión habría modificado los patrones de insolación entre hemisferios a través del reposicionamiento gradual de los solsticios respecto a la distancia entre el Sol y la Tierra, siendo el hemisferio norte más húmedo durante el Holoceno temprano y menos húmedo hacia el Holoceno tardío.

2.4.3 El fenómeno de El Niño/La Niña y la Oscilación del Sur (ENSO)

El fenómeno ENSO es una perturbación del sistema océano - atmósfera inducido por anomalías en la SST, presión atmosférica y el patrón de circulación tropical de la celda de Walker dentro de la región del Pacífico ecuatorial (Bjerknes, 1969; Hatmann, 2016). El Niño se refiere a las anomalías de la SST observadas frente a las costas occidentales de Ecuador y Perú, las cuales se extienden a lo largo de las regiones centro y nororiental del Pacífico americano (Ortileb y Macharé, 1993). La Oscilación del Sur alude a las fluctuaciones en la presión atmosférica de baja altitud que se presentan sobre el occidente y oriente del Pacífico ecuatorial, particularmente entre las regiones centro - pacífica (Tahití) e indo - australiana

(Darwin) (Rasmusson y Carpenter, 1981; Rasmusson y Wallace, 1983; OMM, 2014).

ENSO presenta una fase caliente (positiva) llamada El Niño y otra fría (negativa) conocida como La Niña, las cuales forman parte del sistema de retroalimentación Bjerknes (Bjerknes, 1969). En condiciones normales, los vientos alisios empujan de este a oeste las masas de agua que se calientan por insolación sobre la región del océano Pacífico oriental, las cuales son remplazadas por agua fría proveniente de la corriente de Humboldt. La diferencia en la SST entre ambas regiones resulta en un contraste de presiones atmosféricas, promoviendo la formación de una zona de bajas presiones en el Pacífico occidental que incrementa la convección, mientras que una zona de altas presiones en el Pacífico oriental genera subsidencia (Troup, 1965). Durante El Niño, se debilitan los vientos alisios del sistema de circulación atmosférica Walker. Como resultado, se produce la acumulación de agua caliente en el Pacífico oriental, que conduce a un aplanamiento y hundimiento de la termoclina en esta región, impidiendo el ascenso de corrientes frías. El cambio en la SST produce una zona de bajas presiones en el Pacífico oriental, mientras que el Pacífico occidental está sujeto a una zona de altas presiones. Las masas de agua caliente incrementan la convección, lo que produce una mayor precipitación en el Pacífico oriental, al tiempo que, una menor precipitación ocurre sobre el Pacífico occidental (Ortileb y Macharé, 1993; Cane, 2005; Hatmann, 2016). En La Niña, los vientos alisios se intensifican provocando una acumulación masiva de agua caliente en el Pacífico occidental. La acumulación de agua produce una inclinación de la termoclina hacia el oeste, y con ello, una masa de agua caliente poco profunda en el Pacífico oriental. El ascenso de corrientes oceánicas frías en el Pacífico oriental disminuye la SST, al mismo tiempo que se incrementa la SST en el Pacífico occidental. Asimismo, una zona de altas presiones se presenta en el Pacífico oriental, donde ocurre una mayor subsidencia que reduce de manera abrupta la precipitación, mientras que, en el Pacífico occidental se incrementa (Fedorov y Philander, 2000; Hatmann, 2016).

La ocurrencia de las fases de ENSO han sido ligadas con cambios en el patrón de migración estacional y el fortalecimiento/debilitamiento de la ITCZ (e. g., Hastenrath y Greischar, 1993; Waliser y Gautier, 1993; Haug *et al.*, 2001; Atwood y Sachs, 2014). En particular, durante los eventos de El Niño, el incremento de la convección sobre el Pacífico ecuatorial oriental parece interactuar con el cinturón de nubes que componen la ITCZ, implicando un retroceso en su desplazamiento y produciendo condiciones de sequía durante el verano Boreal sobre el hemisferio norte (e. g., Haug, 2001; Magaña *et al.*, 2003). En México, las anomalías climáticas por ENSO tienen efectos significativos sobre el clima regional. De mayor interés, son los efectos sobre los índices de precipitación en México durante los veranos, es decir, en temporada de lluvia (e. g., Cavazos y Hastenrath, 1990; Magaña, 1999; Magaña *et al.*, 2003). El Niño tiende a inducir un déficit en el régimen de precipitación a lo largo del territorio mexicano, en ocasiones reflejado en sequías. El gradiente meridional de la SST, que tiene su origen entre la zona de transición de temperaturas frías al este (*cold tongue*) y calientes al oeste (*warm pool*) en la horizontal del Pacífico mexicano, se debilita, provocando que la convección no ocurra en torno a los 10° N. En consecuencia, el desplazamiento latitudinal de la ITCZ durante el verano boreal se presenta cerca de los 5° N. Además, los vientos del este se intensifican sobre las costas del Pacífico y Centroamérica, provocando un efecto de subsidencia sobre el centro y norte de México, que limita la convección en la formación de nubes profundas (e. g., Waliser y Gautier, 1993; Magaña *et al.*, 2003). En cuanto a los veranos con eventos de La Niña, los efectos parecen ser lo contrario. La precipitación suele ser similar, o en ocasiones mayor que en condiciones normales. El gradiente meridional de la SST se fortalece, lo que produce un incremento latitudinal en la convección a 10° N. Como resultado se forma un cinturón de nubes de la ITCZ más intenso junto con un mayor número de huracanes al noreste del Pacífico y golfo de México. La debilitación de los vientos del este conduce a una menor subsidencia sobre el centro y norte de México (e. g., Cavazos y Hastenrath, 1990; Magaña *et al.*, 2003; Bravo-Cabrera *et al.*, 2017).

Estudios recientes sugieren que la frecuencia e intensidad de eventos ENSO

han variado significativamente a través del Holoceno. Los efectos sobre el clima por ENSO durante el Holoceno temprano parecen ser poco significativos, o incluso nulos, debido a su comportamiento monótono y de baja frecuencia (e. g., Rodbell *et al.*, 1999; Moy *et al.*, 2002). No obstante, los cambios de periodicidad a través del Holoceno medio (hace ~ 7,000 años) indican un incremento gradual en la frecuencia e intensificación de ENSO sobre la región del Pacífico ecuatorial oriental asociados a intervalos con persistencia de las fases El Niño y La Niña (e. g., Rein *et al.*, 2004; Mann *et al.*, 2009; Trouet *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2014; Rustic *et al.*, 2015). La periodicidad de El Niño, entre ~ 2 y 8 años, y sus subsecuentes efectos sobre el clima, parecen haber sido establecidos en la transición del Holoceno medio y tardío (e. g., Rodbell *et al.*, 1999; Moy *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2014). En México, las sequías reportadas en registros instrumentales y/o reconstrucciones paleoambientales durante el Holoceno tardío sugieren que la frecuencia de eventos El Niño tienen gran influencia sobre el clima regional, debilitando el ciclo hidrológico y condicionando las características ambientales (e. g., Tereshchenko *et al.*, 2002; Sosa-Nájera, 2010; de la Lanza-Espino *et al.*, 2011; Caballero *et al.*, 2015).

SECCIÓN 3. ANTECEDENTES

3.1 Estudios en el centro de México

Existen numerosos trabajos de carácter paleoambiental para la parte central de México. Los trabajos corresponden a estudios palinológicos de secuencias sedimentarias en lagos de Michoacán y del Valle de México que se enfocan en reconstruir la evolución de la estructura y composición de la vegetación. En Michoacán, Deevey (1944) fue el primer intento de descripción palinológica para el centro de México. Su estudio en el Lago Pátzcuaro, Michoacán, planteó cambios en la composición florística. Posteriormente, Watts y Bradbury (1982) retomaron el estudio de Deevey y establecieron los cambios más importantes en la estructura de la vegetación en respuesta a cambios ambientales e impacto humano. En trabajos más recientes, Metcalfe (1995) y Correa - Metrio *et al* (2012) en Zacapu, Davies *et al* (2004), Torres - Rodríguez *et al* (2012) y Lozano - García *et al* (2013) en Zirahuén e Israde - Alcántara *et al* (2010) en Cuitzeo, complementaron la historia evolutiva de la vegetación y la variabilidad ambiental en Michoacán a través de estudios multi - indicador, señalando cambios en la vegetación a consecuencia de la variabilidad climática ocurrida por la transición Pleistoceno - Holoceno y el establecimiento de comunidades humanas.

Los estudios paleoambientales en el valle de México han sido más robustos para la mayor parte de los lagos existentes. Entre los trabajos más destacados se encuentran los de Lozano - García *et al* (1993, 1994), Lozano - García y Ortega - Guerrero (1994), Caballero y Ortega - Guerrero (1998) y Correa - Metrio *et al* (2013) en Chalco, Lozano - García y Ortega - Guerrero (1998) y Sandoval - Montaña (2000) en Texcoco, Caballero *et al* (1999) en Tecocomulco, Caballero *et al* (2001, 2002) y Lozano - García *et al* (2005) en la cuenca del Río Lerma, Lozano - García y Vázquez - Selem (2005) en una depresión cercana al volcán Iztaccíhuatl, Caballero-Rodríguez *et al* (2017, 2018) quienes presentan una síntesis de 19 registros palinológicos en el centro de México, y Caballero *et al* (2019) quienes desarrollaron

funciones de transferencia a base de ensamblajes de diatomeas para reconstruir cambios en la precipitación, salinidad y temperatura para 40 sitios a lo largo del centro de México. Estos trabajos evidencian cambios en la composición de la vegetación, variabilidad en los componentes geoquímicos y cambios en el estado trófico y tamaño de los lagos en respuesta a eventos de larga duración como los eventos Heinrich (HSs), los ciclos Dansgaard - Oeschger (D - O) y la deglaciación al final del Pleistoceno, así como eventos de baja duración definidos por cambios en los patrones de circulación atmosférica e impacto antrópico.

Los trabajos de Metcalfe y Hales (1994) en la Piscina de Yuriria, Metcalfe (1995) en Zacapu, Conserva y Byrne (2002) en Atezca, Davies *et al* (2004) en Zirahuén, Metcalfe *et al* (2007) en Pátzcuaro, Lozano - García *et al* (2007a, 2007b) en Lago Verde, los Tuxtlas, Metcalfe *et al* (2010) en Juanacatlán, Stahle *et al* (2011) en Amealco, Lachniet *et al* (2012, 2017) en Juxtlahuaca, Cuna *et al* (2014) en el Sol y la Luna, Nevado de Toluca, Bhattacharya *et al* (2015) en Aljojuca, Rodríguez - Ramírez *et al* (2015) en Santa María del Oro, y Park *et al* (2019) en Parangueo, reflejan la elevada variabilidad ambiental ocurrida sobre el centro de México y zonas aledañas durante el Holoceno tardío. Estos trabajos se enfocan en reconstruir los cambios en las condiciones ambientales para el altiplano mexicano en torno a lagos que presentan un origen volcánico (e. g., cráteres y Mars) o tectónico, así como por represamientos naturales o artificiales (Sigala *et al.*, 2017) (Fig. 2). El centro de México estuvo caracterizado por una alta variabilidad climática asociada a eventos regionales y globales durante el Holoceno tardío (e. g., Stahle *et al.*, 2011; Cuna *et al.*, 2014; Lachniet *et al.*, 2017; Park *et al.*, 2019). Las reconstrucciones han mostrado una elevada variabilidad ambiental relacionada a cambios en la composición de la vegetación regional, cambios en la profundidad y área de superficie lacustre, así como el aumento del estado trófico de los lagos (e. g., Metcalfe y Hales, 1994; Metcalfe, 1995; Conserva y Byrne, 2002; Lozano-García, 2007b; Metcalfe *et al.*, 2007; Bhattacharya *et al.*, 2015; Rodríguez - Ramírez *et al.*, 2015).

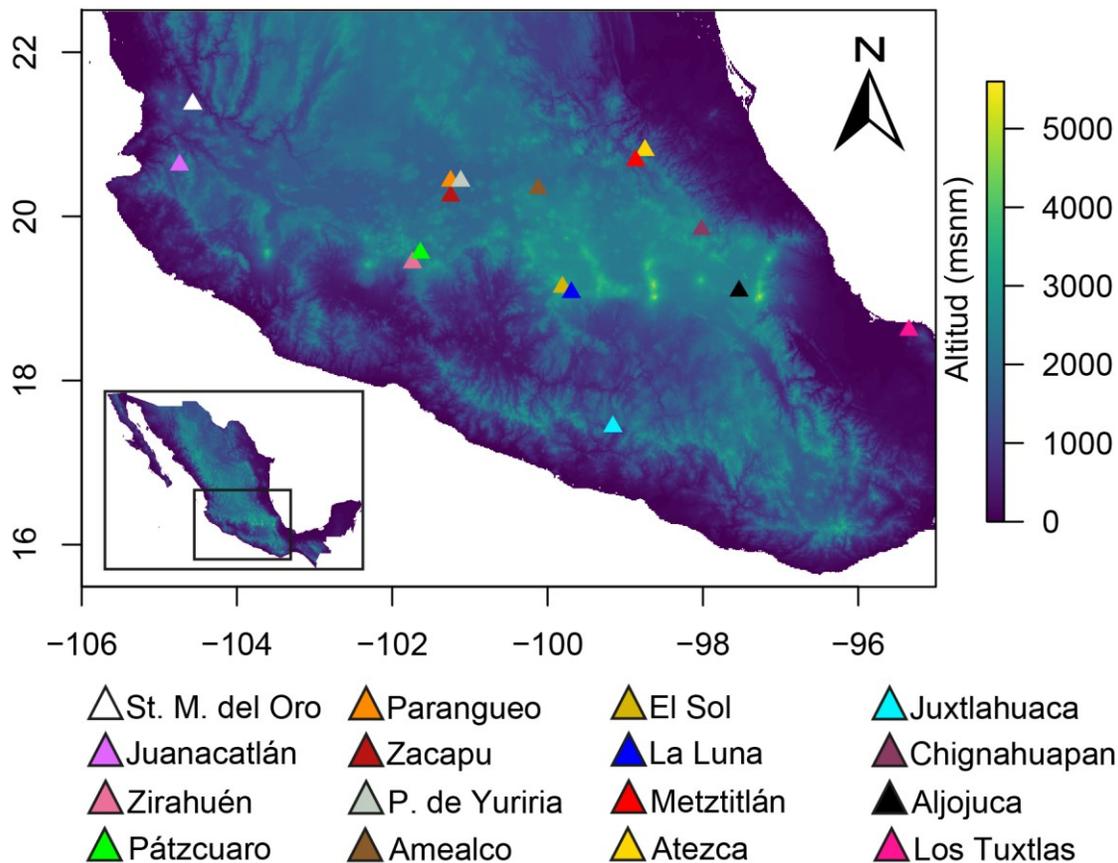


Fig. 2. Mapa del centro de México y zonas aledañas indicando la elevación (msnm) y ubicación geográfica de los archivos paleoambientales discutidos en el texto: Piscina de Yuriria (Metcalfé y Hales, 1994); Zacapu (Metcalfé, 1995); Atezca (Conserva y Byrne, 2002); Chignahuapan (Caballero *et al.*, 2002); Zirahuén (Davies *et al.*, 2004); Pátzcuaro (Metcalfé *et al.*, 2007); Lago Verde, Los Tuxtlas (Lozano-García *et al.*, 2007a, 2007b); Juanacatlán (Metcalfé *et al.*, 2010); Amealco (Stahle *et al.*, 2011); Juxtlahuaca (Lachniet *et al.*, 2012, 2017); El Sol y La Luna, Nevado de Toluca (Cuna *et al.*, 2014); Aljojuca (Bhattacharya *et al.*, 2015); Santa María del Oro (Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2015); Parangueo (Park *et al.*, 2019); Metztitlán (este estudio).

Actualmente, existen trabajos de carácter limnológico y palinológico que han descrito las condiciones fisicoquímicas, así como los principales ensamblajes biológicos, de los cuerpos de agua y su entorno en el centro de México (e. g., Pérez *et al.*, 2015; Sigala *et al.*, 2017; CONANP, 2018). Diversos estudios demuestran que existe un gradiente climático a través de la zona de transición del altiplano mexicano, el cual, a través de cambios en la temperatura y la precipitación, han definido las características limnológicas y la composición florística de manera local y regional (e. g., Caballero-Rodríguez *et al.*, 2017, 2018; Sigala *et al.*, 2017; Caballero *et al.*, 2019). Un alto porcentaje de los lagos se encuentra en estado

eutrófico o hipertrófico y son poco profundos, a pesar de encontrarse en climas cálidos y húmedos (Sigala *et al.*, 2017), lo que sugiere modificaciones del paisaje relacionados a actividades locales que se remontan a asentamientos prehispánicos.

3.2 Contexto arqueológico en el centro de México

El altiplano central mexicano fue el escenario de diversos florecimientos culturales durante el Holoceno tardío. Entre las culturas más destacables se encuentran la Olmeca, Teotihuacana, Tolteca y Azteca, quienes se asentaron y construyeron sus metrópolis cercanas a cuerpos de agua. En la antigüedad, el territorio mexicano estaba dividido en dos grandes áreas culturales conocidas como Aridoamérica y Mesoamérica. La primera, abarcaba los estados de Sonora, Chihuahua, Baja California, Sinaloa, Zacatecas, Durango, Coahuila y Nuevo León, las cuales estaban habitadas por pueblos nómadas y seminómadas dedicados a la caza, pesca y recolección de frutos y vegetales. Por otro lado, en Mesoamérica se desarrollaron diversas civilizaciones que compartieron rasgos culturales y cuyos habitantes se ubicaron en el centro de México y sus alrededores, cubriendo desde el estado de Sinaloa hasta Centroamérica (Delgado de Cantú, 2008).

Entre las características que compartieron las culturas de Mesoamericanas se encuentran la utilización de diversas técnicas de riego asociadas a actividades agrícolas, fabricación de terrazas, obras hidráulicas para el cultivo de maíz, frijol, calabaza, chile, cacao, chía y tomate, la fabricación de armas líticas a base de obsidiana y basalto, y la edificación de complejos urbanos, centros ceremoniales y plataformas piramidales escalonadas. Los asentamientos no estaban aislados y mantuvieron intercambios comerciales y culturales que permitieron el desarrollo de comunidades bien organizadas en el ámbito social, político y económico (Delgado de Cantú, 2008; Menes, 2013).

La temporalidad que abarca la formación cultural de Mesoamérica y la Conquista española está dividida en tres periodos; Periodo Formativo o Preclásico

entre los 2,500 años antes de la era común (de aquí en adelante AEC) y el año 200 de la era común (aquí en adelante EC), periodo Clásico entre 200 y 800 años EC y periodo Posclásico entre 950 y 1521 años EC (Delgado de Cantú, 2015). A continuación, se describen los principales eventos culturales ocurridos en Mesoamérica durante estos periodos:

Periodo Formativo o Preclásico. Entre 2,500 años AEC y 200 años EC

Este periodo está caracterizado por el surgimiento de la agricultura y el sedentarismo de los pueblos nómadas, la proliferación de aldeas y el desarrollo de la primera civilización bien organizada conocida como la cultura Olmeca. La historia de la cultura Olmeca se divide en dos subperiodos, el primero entre los años 1,200 y 900 AEC, y el segundo, llamado La venta, entre los años 900 y 400 AEC. Esta cultura tuvo su capital en La Venta, Tabasco, y se extendieron en varias partes del estado de Veracruz. Los Olmecas tuvieron influencia en diversos sitios de Mesoamérica, particularmente en el Altiplano Central, Oaxaca y puntos del estado de Guerrero, Chiapas y Guatemala (Delgado de Cantú, 2008). Actualmente se desconocen las causas de su desaparición cerca del año 400 AEC.

Periodo Clásico. Entre 200 y 800 años EC

El periodo Clásico se divide en dos subperiodos; Clásico temprano, entre 200 y 550 años EC y Clásico tardío, entre 550 y 800 años EC. Durante este periodo se desarrollaron ciudades - Estado, basadas en una cultura política - religiosa que ejercían el control sobre una ciudad principal y asentamientos suburbanos adyacentes a la capital, similares a la cultura Olmeca. Durante este periodo florecieron la cultura Teotihuacana en gran parte del altiplano mexicano, la cultura Maya al sur de México, El Tajín en Veracruz y la Zapoteca en Oaxaca (Delgado de Cantú, 2008, 2015; Menes, 2013). Algunos autores hacen referencia al llamado periodo Epiclásico, entre 650 y 900 años EC, que refiere a un intervalo de militarismo, la culminación de la cultura Teotihuacana y el auge de nuevos centros

urbanos en antiguos territorios periféricos Teotihuacanos (e. g., Ponce de León *et al.*, 2006; Nalda, 2007; Lachniet *et al.*, 2012).

Periodo Posclásico. Entre 950 y 1,521 años EC

El periodo Posclásico comienza a finales del siglo IX, tras la desaparición de los grandes centros políticos del Clásico, y finaliza por el año 1,521 EC, con la Conquista española. Al inicio de este periodo, diversos grupos chichimecas que provenían de la región de Aridoamérica incursionaron hacia Mesoamérica, iniciando una serie de mezclas culturales. Como resultado, surgieron civilizaciones basadas en el militarismo que buscaban controlar los pueblos circundantes (e. g., la cultura Tolteca en Tula, Hidalgo). Este militarismo estaba caracterizado por líderes que encabezaban grupos tribales en constantes guerras político - religiosas, las cuales finalizaron con la conquista de territorios y el establecimiento de diversas unidades políticas llamadas Señoríos o ciudades - Estado. Los Señoríos estaban limitados a una extensión territorial o regional, los cuales basaban su economía en la agricultura y en una población que dependía de un centro urbano controlado por la nobleza a través de un gobierno local. La guerra entre Señoríos fue un aspecto importante durante este periodo, ya que permitió incorporar nuevos territorios de los cuales obtenían tributos. Durante este periodo destaca el surgimiento del imperio Azteca como resultado de la llamada triple alianza entre Tenochtitlán, Texcoco y Tacuba, el cual dominaría, con excepción de los Señoríos de Metztlán y Tutotepec, el altiplano central hasta la llegada de los españoles (Menes, 2013; Delgado de Cantú, 2015).

Menes (2013) menciona que la región que abarca la Barranca de Metztlán ha estado habitada por grupos nativos y distintos grupos remanentes de culturas mayores. A inicios del periodo Posclásico, cerca del año 1,200 EC, la región de Metztlán tuvo presencia de grupos nativos (grupo metzco) llamados olmeca - xicalancas, fundadores de otros sitios en el Estado de Hidalgo, como Ula, Ototla, Nonoalco, Xicalango. El origen de esta cultura es incierto, pero tuvieron presencia

en Puebla y Tlaxcala, y se cree que fue uno de los grupos que se movilizaron durante el epiclásico (Testard, 2017). Posteriormente, a la región arribaron diversos grupos otomíes entre los años 1,220 y 1,325 EC, desplazados tras la caída del Imperio Tolteca (1,168 EC) y posteriores ataques chichimecas en la región del Mezquital y Xaltocan (Menes, 2013). Las invasiones chichimecas tomaron control de diversas regiones del altiplano central, entre ellos varios del estado de Hidalgo, por ejemplo, Tenayuca, Tula, Actopan, Pachuca, Zempoala, Tepeapulco, Tulancingo, Huejutla, Tutotepec y Metztitlán, consumando un mestizaje. Diversas rebeliones internas por parte de metzcas, tutotepecas y tulancingas dieron lugar al surgimiento de los llamados Señoríos independientes de Metztitlán y Tutotepec (Veytia, 1994, Menes, 2013).

Los señoríos de Metztitlán y Tutotepec resistieron diversos intentos de invasión por parte de líderes chichimecas y aztecas. En el año 1,482 EC, los aztecas junto con otros aliados intentan, sin éxito, conquistar estos Señoríos. Los Señoríos independientes fueron autónomos hasta la llegada de los españoles en el año 1,521 EC (Menes, 2013). Los españoles tras conquistar la región de Metztitlán, dieron inicio a una evangelización, así como al desarrollo de un gobierno local (alcaldía) adjunto al gobierno Virreinal. El apogeo productivo en el Estado de Hidalgo, asociado a la repartición de tierras, agricultura y minería, ocurrió entre los años 1,530 y 1,821 EC durante el periodo Colonial, y de 1,821 EC al presente, durante el periodo de Independencia (Menes, 2013).

SECCION 4. GENERALIDADES DEL PROYECTO

4.1 Área de estudio. La laguna Metztitlán

El estado de Hidalgo se encuentra en el centro de México sobre una región con un alto grado de heterogeneidad topográfica. La fisiografía de este estado se encuentra localizada sobre dos provincias biogeográficas, al norte sobre la Sierra Madre Oriental y al sur con el Cinturón Volcánico Transmexicano (Morrone, 2005). Estos sistemas son el resultado de la intensa actividad tectónica a través del Cenozoico, particularmente entre la transición Neógeno - Cuaternario (Ferrari *et al.*, 2011). Las elevaciones en el centro de México alcanzan los ~ 5,610 msnm en el Pico de Orizaba para el Cinturón Volcánico Transmexicano y los ~ 3,715 msnm en el Cerro de Potosí para la Sierra Madre Oriental. El sistema de arcos y valles del Cinturón Volcánico Transmexicano cubren el centro de México a lo largo de ~ 1,000 km de largo con una extensión de ~ 160,000 km² desde el Pacífico hasta el golfo de México (CONANP, 2003; FIR, 2003; Glafiro, 2004; Ferrari *et al.*, 2011).

La laguna Metztitlán (20° 41' - 21° 39' N y 98° 53' - 98° 49' W) (Fig. 3) es un cuerpo de agua perteneciente al Área Natural protegida, Reserva de la Biosfera Barranca de Metztitlán (CONANP, 2003). La laguna se encuentra localizada a 1,253 msnm (Fig. 3), cubriendo un área de ~ 2,937.4 ha dentro de una cuenca exorreica con un área de captación de ~ 3,230 km² dentro de la región hidrológica de Alto Pánuco (CONANP, 2003; FIR, 2003; Sigala *et al.*, 2017). Este sistema lacustre es de tipo tectónico, el cual tiene un origen por represamiento natural debido al deslave del cerro El Tajo (Suter, 2004) (Fig. 3). Se asume que la sismicidad de dos fallas geológicas, Aljibes y Mezquital, con origen al final del Cenozoico, al noreste de la laguna, produjeron un depósito de materiales rocosos que bloquearon el flujo de agua hacia el norte (Suter, 2004).

La región presenta un gradiente altitudinal que regula la cantidad de humedad hacia la laguna. Durante la temporada de lluvias, entre verano y octubre, los vientos alisios descargan el mayor porcentaje de humedad sobre la zona de

barlovento del sistema montañoso Sierra Madre Oriental, cerca de la región de Molango (precipitación media anual de 2,000 mm), donde ocurren diferencias altitudinales que van de los 1,800 a los 2,600 msnm. Los vientos al traspasar la cadena montañosa, hacia la zona de sotavento, lo hacen con poca humedad produciendo una menor precipitación sobre los terrenos bajos, los cuales abarcan la reserva (precipitación media anual de 400 mm), donde se presentan elevaciones que van de los 1,200 a los 1,300 msnm (CONANP, 2003). La laguna recibe agua desde la zona sureste por parte del río Metztlán, la cual forma parte de un sistema hidrológico que fluye superficialmente en la región a lo largo de 100 km de longitud (CONANP, 2003) (Fig. 3). El drenaje de la laguna tiene lugar por un canal incisado a través de los materiales rocosos que componen el represamiento. La filtración del agua se presenta con una diferencia altitudinal de ~ 250 m entre la superficie lacustre y el resurgimiento del flujo, donde da comienzo el río Amajac al noroeste de la laguna (Suter, 2004) (Fig. 3).

El régimen anual de humedad sobre la región hace que la laguna varíe su profundidad anualmente entre los 9 y 10 m de profundidad (CONANP, 2003; FIR, 2003; Sigala *et al.*, 2017). El clima local es BSohw, definido entre seco y semiseco cálido (García de Miranda, 1981; CONANP, 2003; Sigala *et al.*, 2017), el cual es asociado tanto a la estacionalidad de las lluvias de verano, de mayo a octubre, como al efecto de sombra que ejerce la Sierra Madre Oriental sobre la reserva. La temperatura media anual es de 20.7 °C, con una temperatura máxima anual de 28.1 °C y una temperatura mínima anual de 12.8 °C (Sigala, *et al.*, 2017; ICE, 2019) (Fig. 4). La evaporación media anual en la laguna es de 1,788 mm, siendo al menos cuatro veces mayor a la precipitación media anual de 400 mm (Sigala, *et al.*, 2017; ICE, 2019) (Fig. 4). La laguna está definida como un cuerpo de agua eutrófico (disco de secchi 0.2 m) y de agua dulce ($[\text{HCO}_3^-] \gg [\text{SO}_4^{2-}] \gg [\text{Cl}^-] [\text{Ca}^{2+}] > [\text{Na}^+] > [\text{Mg}^{2+}]$). La laguna presenta un patrón de mezcla de tipo polimíctico cálido, el cual debido a la mezcla constante de la columna de agua no desarrolla estratificación con termoclina u oxiclina (Sigala, *et al.*, 2017).

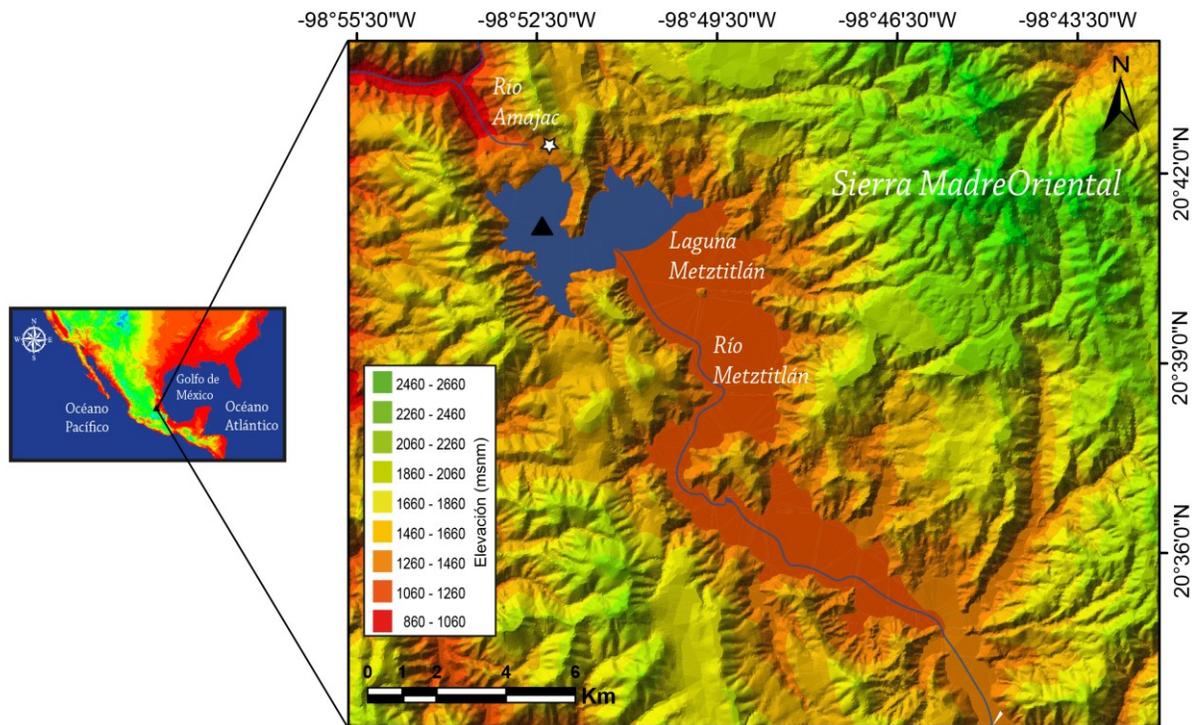


Figura 3.- Mapa de localización de la laguna Metztlán (20° 41' - 21° 39' N y 98° 53' - 98° 49' W). El triángulo negro señala la ubicación donde se extrajo la secuencia sedimentaria. La estrella blanca indica la zona donde ocurrió el derrumbe del cerro El Tajo.

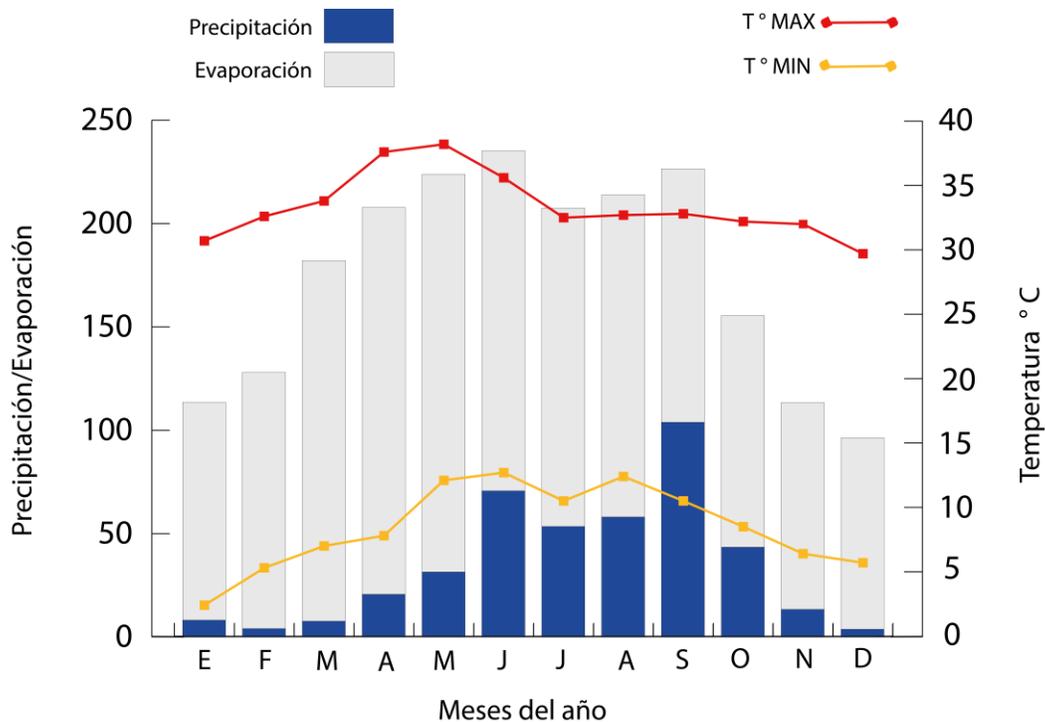


Figura 4.- Climograma de la región Metztlán. Los meses que corresponden a la temporada de lluvias son de mayo a octubre.

4.1.1 Geología regional

La geología de la región está constituida por materiales provenientes de diferentes épocas geológicas. Por un lado, hay presencia de depósitos de rocas calizas, turbiditas, limolitas, lutitas y dolomias diagenéticas pertenecientes al Mesozoico, posiblemente entre el período Jurásico y Cretácico, cuando la zona se encontraba por debajo del mar. Por otra parte, se diferencian depósitos clásticos continentales y rocas volcánicas en forma de conglomerado y basalto, resultado de elevaciones y plegamientos durante los eventos tectónicos del Neógeno. Por último, se observan diferentes depósitos aluviales del Cuaternario con distinto tamaño de grano, por ejemplo, gravas, arenas, limos y arcillas (e. g., Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Hernández y Hernández, 1991, Enciso-de la Vega, 1992; SPP, 1992; García-Arizaga *et al.*, 1996; Avila y Zárate, 2003; Ferrari *et al.*, 2011).

La laguna Metztlán se encuentra contenida entre dos unidades paleogeográficas. Al noreste, sobre la cuenca Sierra Madre Oriental y al suroeste sobre la plataforma Valles - San Luis Potosí, ambas siendo influenciadas por el Cinturón Volcánico Transmexicano. En la parte norte de la cuenca Sierra Madre Oriental se encuentran las formaciones más antiguas conformadas en su mayoría por calizas y lutitas; Formación Huayacocotla (JsipLu - Ar) del Jurásico inferior y las formaciones de Tepéxic, Santiago, Chipoco y Pimienta (JctCz - Lu) de la transición Jurásico medio al Cretácico inferior (Avila y Zárate, 2003) (Fig. 5).

La cuenca Sierra Madre Oriental exhibe un elevado porcentaje de rocas calizas intercaladas con afloramientos de lutitas que pertenecen a distintas formaciones, las cuales dan lugar a la unidad Tamaulipas (KbeceCz - Lu) pertenecientes al Cretácico inferior. Por encima de esta unidad se encuentran las formaciones El Agua Nueva compuesta de caliza - lutita (KtCz - Lu), San Felipe de lutita - arenisca con intercalaciones de glauconita (KcossCz - Mg) y Méndez de lutita, arenisca, caliza, marga y limolita (KcmLu - Ar), provenientes del Cretácico superior. Entretanto, en la zona suroeste, sobre la plataforma Valles - San Luis Potosí,

predominan los afloramientos de caliza y dolomita que constituyen la formación El Abra (KaceCz - Do) del Cretácico inferior, y que, le sobreyacen lutitas y areniscas que componen la formación Soyatal (KtcLu - Ar) del Cretácico superior (Avila y Zárate, 2003) (Fig. 5).

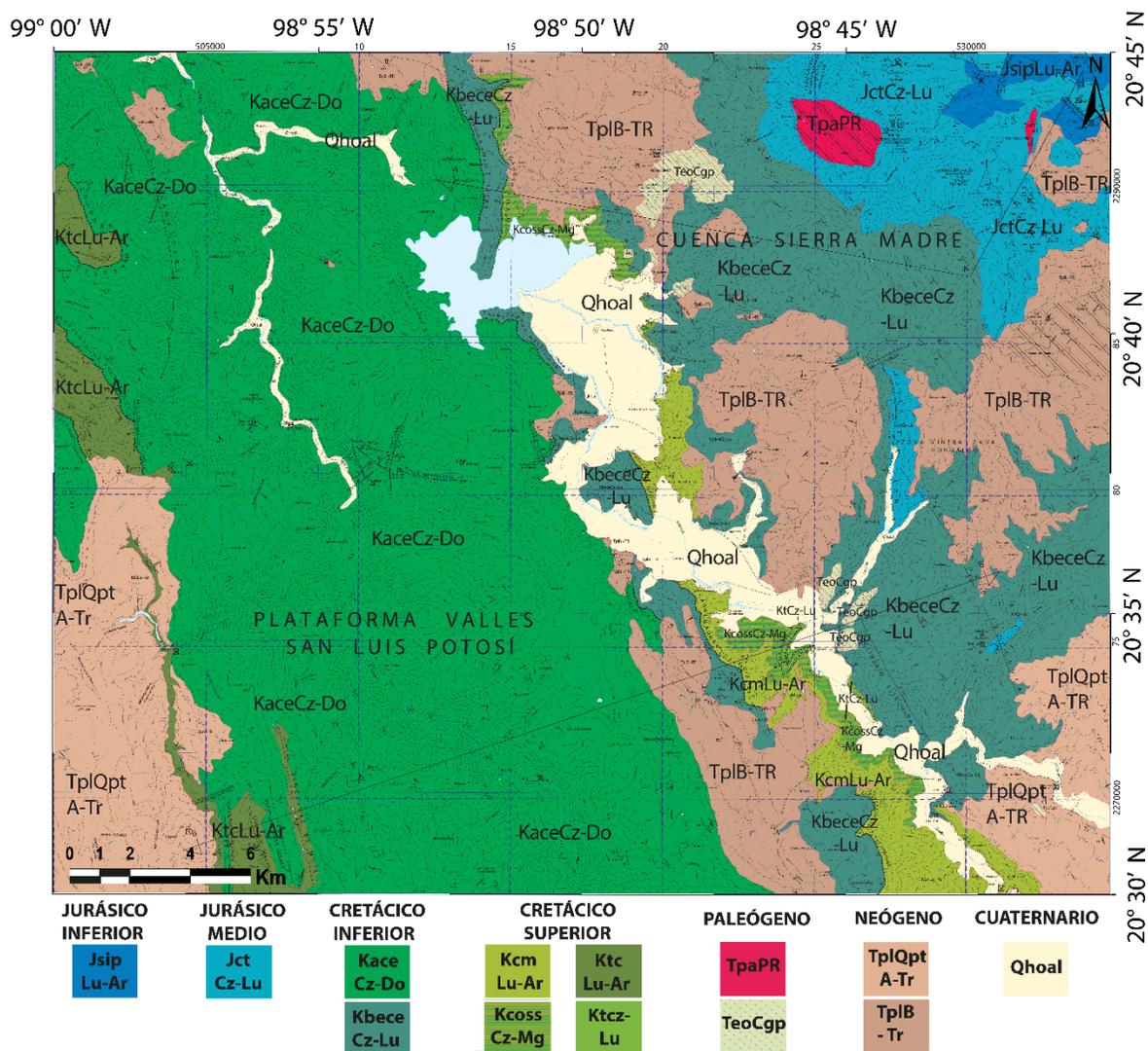


Figura 5.- Mapa geológico de la región Metztlán. Distribución de los estratos geológicos alrededor de la laguna Metztlán. JsipLu-Ar del Jurásico superior, caliza y lutita; JctCz-Lu del Jurásico medio, caliza y lutita; KaceCzDo del Cretácico inferior, caliza y dolomita; KbeceCz-Lu del Cretácico inferior, caliza y lutita; KcmLu-Ar del Cretácico superior, lutita, arenisca, caliza y limolita; KcossCz-Mg del Cretácico superior, lutita, arenisca y glauconita; KtcLu-Ar del Cretácico superior, lutita y arenisca; Ktcz-Lu del Cretácico superior, caliza y lutita; TpaPR del Paleógeno, pórfido riolítico; TeoCgp del Paleógeno, conglomerado de caliza y pedernal; TplQptA-Tr del Neógeno, andesita basáltica, toba andesítica, dacítica y riolítica; TplB-Tr del Neógeno, andesita basáltica, toba andesítica, dacítica y riolítica; Qhoal del Cuaternario, aluvión de caliza, lutita, arenisca y rocas volcánicas. Tomado y modificado de Avila y Zárate, 2003.

Diversos materiales continentales del Paleógeno en forma de conglomerado polimíctico de fragmentos de caliza y pedernal constituyen la unidad El Morro (TeoCgp). Además, afloramientos de pórfido riolítico (TpaPR) son abundantes en la zona norte de la cuenca Sierra Madre Oriental. Por otra parte, el vulcanismo del Neógeno está representado por distintos derrames de andesita basáltica, toba andesítica, dacítica y riolítica sobre el Cinturón Volcánico Transmexicano, los cuales corresponden a las formaciones de Atotonilco El Grande (TpiB - TR) y Tarango (TpiQptA - TR). El Cuaternario se encuentra representado al suroeste de la laguna por aluvión (Qhoal) conformado por fragmentos de caliza, lutita, arenisca y rocas volcánicas (Avila y Zárate, 2003) (Fig. 5).

4.1.2 Edafología local y regional

En la reserva, están descritas 9 unidades de acuerdo al tipo de suelo: litosol, rendzina, regosol, fluvisol, feozem, vertisol, cambisol, luvisol y planosol, de las cuales, son predominantes las primeras seis (SSP, 1992; CONANP, 2003). La permeabilidad de la zona de estudio corresponde a tres categorías:

- 1) Zona de laderas: Permeabilidad baja compuesta por materiales medianamente consolidados. Materiales con alto porcentaje de calizas.
- 2) Zona media. Área por donde corre el río Metztitlán de sur a norte. Permeabilidad baja constituida por materiales no consolidados. Materiales compuestos por arenas y gravas.
- 3) Zona baja. Área de conexión entre el río Metztitlán y el aluvión que conecta con la laguna. Permeabilidad media conformada por materiales no consolidados que dan lugar a un aluvión que es susceptible a retener agua. Aluvión constituido por arenas, calizas y materiales volcánicos.

En la zona noreste, las unidades delgadas de litosoles y rendzinas forman capas de humus sobre mezclas de calizas, feozems calcáreos y materia orgánica, mientras que en la zona sureste se presentan suelos vertisoles agrietados

compuestos por arcillas y feozems calcáreos. En la zona sur, los bordes del río Metztitlán están compuestos por suelos no consolidados de regosoles calcáreos y regosoles éutricos. La edafología, tanto de los márgenes de la laguna como del río Metztitlán, corresponden a suelos fluvisoles y feozems calcáreos. Los fluvisoles están definidos por capas intercaladas de arena, arcilla y grava, como resultado del acarreo de materiales durante los cambios en la profundidad lacustre. Los fluvisoles asociados a feozems calcáreos resultan en suelos ricos en nutrientes que favorecen la fertilidad del suelo a lo largo de la periferia de la laguna (CONANP, 2003; FIR, 2003).

4.1.3 Vegetación local y regional

La región de Metztitlán muestra un amplio rango de vegetación tanto endémica como de afinidad geográfica meridional y boreal. Rzedowski (1978) reconoce a la flora de la reserva como parte de la provincia florística denominada Altiplanicie, definida por la vegetación que se desarrolla entre los 1,000 y 2,000 msnm. Por encima de los 2,000 msnm, una porción de la reserva pertenece a la provincia florística Sierra Madre Oriental, la cual está cubierta por vegetación templado - fría, entre las que se pueden distinguir el bosque de pino - encino y bosque de encino. En la reserva predomina la vegetación tipo matorral submontano y matorral xerófilo, asociadas a climas cálidos y semicálidos. Debido a la aridez propiciada por el efecto de sombra de la Sierra Madre Oriental, el gradiente altitudinal y la composición del suelo, se distinguen al menos seis grupos de vegetación distribuidas a lo largo de la región (Flores-Mata *et al.*, 1971; Rzedowski, 1978; Zamudio *et al.*, 1992; CONANP, 2003):

1) Bosque Tropical Caudicifolio: Vegetación compuesta por arboles enramados de baja altura y sin hojas durante la estación de secas, de 8 a 12 m de altura. Esta comunidad se desarrolla en la zona de cerros al oeste de la región sobre suelos de roca sedimentaria, suelos someros y rocas aflorantes entre los 1,100 y 1,500 msnm. Entre las especies arbóreas destacan *Bursera morelensis*, *Prosopis laevigata* y

Opuntia sp. Hay presencia de abundantes especies efípitadas y trepadoras dentro del estrato arbóreo. El estrato arbustivo está compuesto por especies que no superan los 2.2 m (e. g., *Agave xylonacantha*), y un estrato herbáceo altamente diverso constituido por especies efímeras (e. g., *Tradescantia crassifolia*).

2) Matorral Xerófilo: Comunidades vegetales xerófilas, en ocasiones espinosas, conformadas por especies arbustivas con un máximo de 4 m de altura. Estas comunidades están distribuidas en las zonas áridas y semiáridas de la región. Los individuos pierden sus hojas durante la estación de secas. En la región se distinguen tres tipos de comunidades:

a) Matorral Crasicaule de *Cephalocereus senilis*: Comunidades arbustivas distribuidas en la base de los cerros sobre margas o lutitas calcáreas entre los 1,000 y 1,500 msnm. La asociación es definida por la especie *Cephalocereus senilis*, la cual es un cactus de talla grande con tallo suculento. El estrato arbustivo está compuesto por especies de 1.5 m de altura, (e. g., *Fouquieria splendens*, *Karwinskia humboldtiana*, *Pithecellobium brevifolium*), mientras que el estrato herbáceo está caracterizado por especies menores a un metro (e. g., *Calliandra eriophylla*, *Mimosa biuncifera* y *Agave striata*).

b) Matorral Crasicaule de *Stenocereus dumortieri*: Comunidad vegetal compuesta por un estrato arbóreo, arbustivo y herbáceo, distribuidos en la zona de laderas sobre feozem entre los 1,600 y 1,750 msnm. La asociación es definida por la especie arbórea *Stenocereus dumortieri*, el cual es un cactus en forma de candelabro de entre 5 y 6 m de altura. El estrato arbustivo presenta especies de 1.5 m de altura (e. g., *Opuntia leucotricha*), mientras que el estrato herbáceo está compuesto por especies tales como *Aster* spp. y *Croton* ssp. Asimismo, existen especies trepadoras, efípitadas y parásitas.

c) Matorral Crasicaule de *Opuntia imbricata*: Asociación vegetal dominada por un estrato arbóreo y otro arbustivo distribuidos sobre materiales ígneos de tipo

basalto entre los 1,700 y 1,820 msnm. El estrato arbóreo está conformado por *Opuntia imbricata*, *Prosopis laevigata*, *Yucca filifera*, entre otras. El estrato arbustivo es altamente diverso en especies, entre las que destacan, *Satujera mexicana*, *Iresine schaffneri* y *Dale aenigma*. Entre la comunidad es posible observar la presencia de especies herbáceas de las familias Leguminosae, Compositae, Labiatae y Gramineae.

3) Matorral submontano: Comunidad de plantas distribuidas en lomeríos de pendiente suave sobre sustrato calizo o de material parental entre los 1,600 y 1,800 msnm. Dentro de esta unidad predomina el estrato arbustivo, representado por *Mimosa* sp., *Neopringlea integrifolia*, *Cnidoscolus rostratus glabratus*, las cuales alcanzan una talla máxima de 2 m, con excepción de miembros esporádicos del género *Yucca*. Entretanto, el estrato herbáceo es menos denso y está representado por *Loeselia* sp., *Dyssodia tagetiflora* y *Tournefortia maculata*, las cuales son especies que solo se presentan en temporada de lluvia. De 1,550 a 1,850 msnm, entre las comunidades de Metznoxtla y San Pablo Tetlapayac, es posible observar una variante de la comunidad submontana compuesta por un bosque bajo de *Helietta parvifolia* con diversas especies arbustivas y herbáceas. Asimismo, entre los 1,400 y 1,750 msnm, entre las regiones de Metztlán e Ixtayatla, se presenta un matorral submontano dominado por un estrato arbustivo denso compuesto por diversas especies, entre ellas, *Karwinskia humboldtiana*, *Parhenium incanum* y *Mimosa lacerata*.

4) Bosque de Coníferas: Vegetación compuesta por diferentes comunidades Perennifolias sobre sustratos volcánicos distribuidas entre los 1,800 y 2,500 msnm, a lo largo de un gradiente climático de zonas semiáridas a semihúmedas. En la región se distinguen tres tipos de comunidades:

a) Bosque de Juníperos: Composición vegetal distribuida entre los 1,650 y 1,920 msnm. Unidad compuesta por un estrato arbóreo de individuos menores a 12 m de altura. La unidad es definida por la dominancia de *Juniperus flaccida*, junto

con un estrato arbustivo de diversas especies, tales como *Dasyllirion* sp. y *Opuntia* sp., y un estrato herbáceo constituido por *Datura* sp., *Leptochloa dubia* y *Setaria grisebachii*, entre otras.

b) Bosque de Pino - Encino: Comunidad vegetal dominada por un estrato arbóreo de individuos de entre 12 y 18 m de altura distribuidos sobre suelo modificado por actividades agrícolas y ganaderas, a una altitud promedio de 2,160 msnm. El estrato arbóreo está compuesto por diversas especies de pino (e. g., *Pinus teocote*, *Pinus leiophylla* y *Pinus pseudostrobus* var. *Apulcensis*), junto con árboles de la especie *Quercus crassifolia*. El estrato arbustivo es denso en algunas partes, y se encuentra compuesto por *Eupatorium ligustrinum*, *Litsea glaucescens*, *Myrica cerifera*, entre otras. Por su parte, el estrato herbáceo es menos denso, y se encuentra representado especies como *Stevia hirsuta*, *Lepechinia schiedeana*, *Gnaphalium chartaceum*.

c) Bosque de Encino: Bosques de árboles poco densos sobre luvsoles pedregosos y rendzinas líticas conformados por encinos de la especie *Quercus* sp., en asociación con epifitas y algunas cactáceas. Esta unidad actúa como una zona de transición entre el matorral submontano y el bosque de Pino - Encino sobre las partes altas de los bordes de la cuenca.

5) Pastizal: Vegetación compuesta por un estrato arbóreo y otro arbustivo distribuidos sobre rocas ígneas y vertisol a 1,980 msnm. El estrato arbóreo está dominado por la especie *Acacia schaffneri* de individuos con un máximo de 2.5 m de altura, acompañados por arbustos de las especies *Mandevilla foliosa*, *Croton ciliato - glanduliferus*, *Karwinskia humboldtiana* y *Puntia* sp. El estrato herbáceo se presenta durante la estación de lluvias y se encuentra definido por distintas especies, entre ellas *Schkuhria pinnata*, *Mecardonia procumbens*, *Gomphrena decumbens*. Esta vegetación ha sido relacionada como un componente sustituto de la pérdida de cobertura vegetal a causa de la deforestación.

6) Vegetación ribereña: Comunidad de plantas asociada a la laguna Metztlán conformada por arboles inundables de la especie *Salix humboldtiana* distribuidos en los márgenes de la laguna y especies subacuáticas distribuidas en la zona de ribera, por ejemplo, *Cyperus hermaphroditus var. Longiradiatus*, *Helenium elegans* y *Alternanthera repens*.

4.1.4 Fauna local y regional

La reserva presenta una alta diversidad faunística como resultado de una compleja historia geológica y ecológica (Miller y Smith, 1986; Morrone, 2004; Ferrari *et al.*, 2011; Mastretta-Yanes *et al.*, 2015). La reserva está localizada dentro de la región Neártica, que incluye áreas áridas subtropicales del norte del México (Morrone, 2005). De acuerdo con Smith (1941), la reserva se ubica en la subregión montañosa Provincia Biótica Hidalguense (HID), la cual corresponde a la sección sur de la región montañosa del borde oriental de la Meseta Central. Por otra parte, Stuart (1964) y Halffter (1987), reconocen a la reserva como parte de la provincia Sierra Madre Oriental de la Zona de Transición Mexicana que está caracterizada por ser un área que comparte fauna tanto de la región Neártica como Neotropical. Las características topográficas y climáticas de la región, relacionadas con los cambios de altitud entre la reserva y la Sierra Madre Oriental, provocan que la región presente una baja disponibilidad de humedad que ha permitido la entrada de especies asociadas a regiones áridas. La fauna, en su mayoría Neártica, está representada por especies desérticas y de afinidad fría - húmeda de la Sierra Madre Oriental, junto con fauna Neotropical de la Huasteca asociada al flujo hidrológico superficial (CONANP, 2003). Entre la fauna descrita en la reserva, el 1.5 % pertenece a peces, el 1.8 % a anfibios, el 9.2 % a reptiles, el 17.8 % a mamíferos y el 69.6 % son aves. El resto corresponde a microorganismos descritos hasta la fecha (FIR, 2003).

El sistema hídrico superficial actúa como un corredor natural entre fauna Neártica y Neotropical. La ictiofauna está representada principalmente por especies

neotropicales de las familias Poeciliidae (e. g., *Poecelia mexicana*) y Cichlidae (e. g., *Oreochromis aureus*), y especies neárticas de la familia Cyprinidae (e. g., *Cyprinus carpio*) (CONANP, 2003). Por otra parte, los anfibios se encuentran distribuidos tanto en la laguna, río y afluentes, así como en la vegetación aledaña. En los cuerpos de agua se han registrado tres familias con una especie cada una, Ranidae (*Rana spectabilis*), Bufonidae (*Bufo valliceps*) e Hylidae (*Hyla miotympanum*), mientras que en la zona de matorral xerófilo están presentes dos familias con una especie cada una, Leptodactylidae (*Hylactophryne a. augustini*) y Pelobatidae (*Spea hammondi multipticata*). Esta última siendo de origen Neártico, mientras que el resto pueden ser halladas en ambas regiones (CONANP, 2003). En cuanto al zooplancton, se han descrito dos especies de copépodos, *Leptodiptomus novamexicanus* y *Acanthocyclops vernalis* (Álvarez-Silva y Miranda-Arce, 2000; FIR, 2003), y una especie de cladóceros dominante, *Bosmina longirostris*, dentro de la laguna. Además, se han reportado especies dominantes de fitoplancton (*Peridinium* sp.) y diatomeas (*Cyclostephanos* spp.) (Sigala *et al.*, 2017), así como un cestodo (*Bothriocephalus acheilognathi*) parásito de peces (Gutiérrez-Cabrera *et al.*, 2005).

Los reptiles de la reserva están asociados a la vegetación herbácea y de sustrato rocoso. Estos se encuentran representados por el Orden Squamata, subórdenes Lacertilia y Ophidia, con cinco y tres familias, respectivamente. Lacertilia presenta dos familias, Xantusidae y Scincidae, de origen Neártico con incursión Neotropical; Iguanidae con un género (*Sceloporus*) Neártico transicional; Anguidae con un género (*Gerrhonotus*) que se distribuye hasta Centroamérica y dos géneros (*Abronia* y *Barisia*) de origen Neártico; Teiidae presenta especies de origen Neotropical. Ophidia presenta especies en regiones compartidas; Viperidae con un género (*Crotalus*); Elapidae con un género (*Micrurus*); Colubridae presenta especies terrestres y acuáticas (Álvarez y Lachica, 1991; CONANP, 2003). Entre tanto, los mamíferos se encuentran distribuidos en la reserva utilizando cuevas y oquedades como madrigueras y sitios de descanso. Esta fauna está representada por 42 especies distintas (Castro y Romo, 1997). Se tienen registradas cuatro

familias de mamíferos de la región Neártica (Vespertilionidae, Leporidae, Sciuridae y Heteromyidae), con incursión hacia la región Neotropical, cuatro familias de la región Neotropical (Didelphidae, Phillostomidae, Molossidae y Dasypodidae), con intromisiones hacia la región Neártica, y cinco familias (Cricetidae, Felidae, Canidae, Procyonidae y Mustelidae), con especies en regiones compartidas (Álvarez y Lachica, 1991; CONANP, 2003). La avifauna de la reserva está representada por 188 especies, de las cuales, un porcentaje significativo corresponde a especies migratorias que utilizan la laguna como zona de descanso temporal. En la laguna y sus alrededores se pueden distinguir especies terrestres, entre ellas aves rapaces diurnas (e. g., *Tylo alba*), de montaña (e. g., *Cathartes aura*) y especies generalistas (e. g., *Quiscalus mexicanus*), así como especies de hábitos acuáticos, por ejemplo, garzas de la familia Ardeidae y patos de la familia Anatidae (CONANP, 2003, 2013).

4.2 Métodos. Trabajo de campo

En junio del 2017 se realizó una expedición a la Reserva de la Biosfera Barranca de Metztitlán al noreste del estado de Hidalgo, México. Al noroeste de la reserva se encuentra localizada la laguna Metztitlán. El objetivo de esta campaña fue recuperar una secuencia sedimentaria del fondo lacustre para realizar una reconstrucción paleoambiental. Para extraer el núcleo se utilizó una plataforma de extracción y un nucleador tipo Livingston modificado (Colinvaux *et al.*, 1999). El material recuperado fue sellado y etiquetado con las tres primeras letras del sitio de estudio, el número del año de trabajo y el número del núcleo (MET-17-I). La secuencia sedimentaria fue trasladada y almacenada en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

4.3 Métodos. Trabajo de laboratorio

Dentro del laboratorio, la secuencia sedimentaria MET-17-I fue seccionada longitudinalmente en dos partes. La secuencia fue fotografiada y descrita en términos de su litología; Color (Munsell, 1994), textura (descripción cualitativa por

observación directa) y reacción al ácido clorhídrico (HCl) al 10% para determinar el tamaño de grano relativo y presencia de carbonatos, respectivamente. Una mitad de la secuencia fue almacenada como archivo y la otra mitad fue utilizada para los distintos análisis subsecuentes. Para el análisis de cladóceros, la secuencia fue submuestreada cada 10 cm (submuestras de 1 cm³), mientras que para la geoquímica elemental fue cada 1 cm. Se extrajeron cinco muestras de sedimento a lo largo de la secuencia sedimentaria para determinar la edad del núcleo.

4.3.1 Control cronológico

El control cronológico de la secuencia sedimentaria MET-17-I fue determinado por medio de cinco fechados basados en radiocarbono (¹⁴C). Las fechas fueron obtenidas a través del método de espectrometría de aceleración de masa (AMS, por sus siglas en inglés) en la Universidad de Belfast, Irlanda. Las fechas de radiocarbono fueron calibradas usando la curva de IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013) y se construyó un modelo lineal de edad vs profundidad (Bacon), con base en estadística Bayesiana (Blaauw y Christen, 2011), a través del software R.

4.3.2 Análisis geoquímico

Las submuestras para análisis geoquímico fueron etiquetadas de acuerdo con su profundidad. Las submuestras fueron liofilizadas para eliminar la presencia de agua. Una vez que las submuestras se encontraron secas fueron molidas en mortero de ágata hasta obtener una textura arcillosa. En cada submuestra fueron obtenidas las concentraciones elementales a través de un analizador de fluorescencia de rayos X (de aquí en adelante XRF, por sus siglas en inglés) Thermo Scientific, modelo NITON FXL 950. Esta técnica, no destructiva, tiene como principio la emisión de rayos X que excita los átomos de los elementos químicos de una muestra (Boyle, 2000). Las unidades de cuantificación de los elementos químicos se obtuvieron en partes por millón (ppm), de acuerdo con la energía dispersada por

la concentración de cada elemento. El análisis geoquímico de cada muestra fue realizado por triplicado con una duración de 90 segundos para cada repetición.

Los resultados iniciales por XRF fueron analizados mediante estadística descriptiva para determinar la confiabilidad de los datos respecto al error de detección instrumental. Fueron seleccionados los elementos por encima del límite de detección en al menos el 80% de las muestras de la secuencia sedimentaria. Se eligieron los elementos que presentaron errores analíticos aceptables, es decir, cuando la variabilidad de sus concentraciones era superior al error estándar. Los elementos químicos seleccionados fueron graficados en función de la profundidad y edad del núcleo sedimentario.

La medición por XRF tiene como principio que la suma de las concentraciones elementales equivale a una unidad. El aumento o disminución de algún elemento puede afectar la detección del resto, maximizando o disminuyendo sus concentraciones de manera errónea dentro de los valores que conforman dicha unidad (Tribovillard *et al.*, 2006). Por lo tanto, se construyeron relaciones proporcionales entre elementos (cocientes elementales) que sustituyen las frecuencias individuales de cada elemento a lo largo del registro sedimentario. Esta calibración permitió establecer relaciones de interés elemento - elemento a través de proporciones relativas (e. g., Cohen, 2003; Cuvén *et al.*, 2010; Kylander *et al.*, 2011; Aniceto *et al.*, 2014; Kemp e Izumi, 2014), eliminando factores de error, por ejemplo, elementos que hacen “ruido estadístico” al combinar/extraer sus concentraciones con relación a otros elementos de interés (efecto dilución) y/o el error de la variabilidad predispuesta por las concentraciones de elementos no detectadas instrumentalmente durante el análisis por XRF (Weltje y Tjallingii, 2008).

4.3.3 Análisis de cladóceros

Las submuestras para análisis de cladóceros fueron tratadas de acuerdo con los métodos estándar para preparaciones de remantes subfósiles de Frey (1986).

Cada submuestra fue colocada dentro de un vaso de precipitados y tratada con ácido clorhídrico (HCl) al 10 % para eliminar los carbonatos en el sedimento. Posteriormente, la submuestra fue defloculada agregando 100 ml de hidróxido de potasio (KOH) al 10% y calentada a una temperatura de 100 °C durante 20 min. Inmediatamente, la submuestra fue agitada por medio de una pastilla magnética durante 20 min. Una vez que la submuestra estuvo mezclada, se agregó agua destilada para diluir la preparación. Las submuestras fueron selladas y almacenadas a temperatura ambiente por 24 horas.

Pasado el tiempo establecido, cada submuestra fue filtrada a través de un tamiz con tamaño de malla de 37 micrones. El material tamizado fue tratado de manera uniforme con ácido clorhídrico (HCl) al 10% para eliminar carbonatos no disueltos previamente. Posteriormente, la muestra fue lavada con agua destilada. El material fue colocado en un tubo de ensayo junto con agua destilada. Una vez precipitado el sedimento, se retiró el exceso de agua y cada submuestra finalizó con un volumen de 5 ml.

Las submuestras fueron teñidas con safranina para la identificación de los remanentes subfósiles de cladóceros. Se utilizó una micropipeta Eppendorf para tomar alícuotas de 100 µl sobre un portaobjetos. La observación y el conteo de los cladóceros fue llevado a cabo a través un microscopio óptico marca Zeiss (magnificaciones de 10x, 40x y 100x). Los taxa fueron identificados hasta el nivel de especie utilizando claves de identificación y revisiones especializadas con guías ilustradas (e. g., Sinev, 2001; 2015; Kotov *et al.*, 2003; Szeroczyńska y Sarmaja Korjonen, 2007; Kotov, 2009; Elías-Gutiérrez *et al.*, 2008; Korosi y Smol, 2012a, 2012b).

El esfuerzo de conteo de cada muestra fue realizado de 2 a 6 alícuotas (slides) (200 a 600 µl), teniendo como objetivo un conteo mínimo de 200 remanentes subfósiles de cladóceros (conchas, cascos cefálicos y postabdomen) contenidos en alícuotas completas. Los conteos fueron extrapolados al volumen de cada muestra

(5 ml) y expresados en términos de la abundancia relativa. Los resultados obtenidos fueron graficados de manera estratigráfica en función de la profundidad y la temporalidad de la secuencia sedimentaria usando el software C2 Data Analysis (Juggins, 2007).

4.3.4 Análisis estadístico

Los datos obtenidos tanto en el análisis geoquímico como en el análisis de cladóceros fueron sometidos a técnicas de reescalamiento multidimensional:

Se realizó un análisis de correspondencia sin tendencia (de aquí en adelante DCA, por sus siglas en inglés) para definir los principales cambios en la estructura de los cladóceros a través del tiempo. Esta técnica tiene como principio resumir la variabilidad expresada por la composición de los taxa y las muestras en un nuevo plano dimensional reducido, produciendo puntajes que muestran los principales cambios ecológicos a través del tiempo (Hill y Gauch, 1980). El ordenamiento de los datos biológicos dentro del nuevo plano reducido se da en función de las abundancias de cada taxa de acuerdo al registro sedimentario. Los ejes gráficos del DCA son las desviaciones estándar (SD) de los datos que pueden ser utilizados para establecer de manera cuantitativa cambios ecológicos (Hill y Gauch, 1980). El significado de los ejes es basado en la nueva ordenación que representa la posición de los taxa, al tiempo que permite asociarlas a variables ambientales (Correa-Metrio *et al.*, 2014). Los puntajes de la ordenación, resumen la variabilidad de los taxa y las muestras a través del tiempo.

Se efectuó un análisis de componentes principales (de aquí en adelante PCA, por sus siglas en inglés) para resumir la variabilidad de las concentraciones elementales, las relaciones entre elementos, así como la estructura de la variabilidad ambiental regional a través del tiempo. Los valores de las concentraciones elementales son reestructurados en nuevas variables ortogonales llamadas componentes principales. Estos componentes son el conjunto de combinaciones lineales de las variables originales (concentraciones elementales)

(Legendre y Legendre, 1998). Esta técnica de ordenamiento permite comprender y asociar las variables analizadas dentro de un espacio reducido. El gráfico de este espacio es un plano bidimensional, en el cual, cada una de las variables se encuentra asociada a un vector, cuya magnitud representa su importancia dentro de la variabilidad representada por la ordenación. La correlación de las variables está definida por los ángulos que se forman entre ellos: donde los ángulos obtusos señalan una asociación negativa o inversa, los ángulos agudos una asociación positiva y los ángulos rectos una asociación nula (Borcard *et al.*, 2011). Los puntajes de los componentes principales resumen la variabilidad de los datos a través del tiempo.

SECCIÓN 5. RESULTADOS

5.1 Perfil litológico y modelo de edad vs profundidad

La secuencia sedimentaria de la laguna Metztlán (MET-17-I) presentó una profundidad de 532 cm. Los sedimentos del núcleo presentaron una baja reacción al ácido clorhídrico (HCl), indicando poca presencia de carbonatos. La composición textural de la secuencia sedimentaria fue definida en tres unidades litológicas por medio de una descripción cualitativa por observación directa. El color de los sedimentos fue asignado de acuerdo a la tabla de color Munsell (1994).

Unidad A (532 – 441 CM): La litología dominante fue clasificada como textura limosa y se encontró dividida en tres subunidades de acuerdo a su color (Munsell, 1994). La primera subunidad presentó una franja en tono oscuro (10YR 2/2) entre los cm 532 - 467. La segunda subunidad presentó dos franjas en tonos claros, una (2.5Y 7/8) entre el cm 466 - 456 y otra (10YR 3/6) entre los cm 455 - 452. La tercera subunidad presentó una franja en tono oscuro (10YR 2/2) entre los cm 451 - 441. (Fig. 6)

Unidad B (440 – 399 CM): La litología dominante fue clasificada como textura arenosa y se encontró dividida en tres subunidades de acuerdo a su color (Munsell, 1994). La primera subunidad presentó una franja en tono oscuro (10YR 2/2) entre los cm 440 - 432. La segunda subunidad presentó una franja en tono claro (10YR 3/6) entre los cm 431 - 422. La tercera subunidad presentó una franja en tono oscuro (10YR 2/2) entre los cm 421 - 399 (Fig. 6).

Unidad C (398 – 0 CM): La litología dominante fue clasificada como textura arcillosa. En términos de color, esta unidad presentó una laminación en tonos claros: 10YR 2/2 entre los cm 398 - 397; 10YR 3/6 en el cm 396; 2.5Y 7/8 en el cm 395; 10YR 3/6 entre los cm 394 - 388; 2.5Y 7/8 entre los cm 387 - 385; 10YR 3/6 entre los cm 384 - 262; 10YR 5/6 entre los cm 261 - 257; 10YR 3/6 entre los cm 256 - 255;

10YR 5/6 entre los cm 254 - 234; 10YR 3/6 entre los cm 233 - 201; 10YR 2/2 en el cm 200; 10YR 5/6 entre los cm 199 - 192; 2.5Y 6/8 entre los cm 191 - 184; 10YR 5/6 entre los cm 183 - 176; 10YR 2/2 en el cm 175; 10YR 5/6 entre los cm 174 - 169; 2.5Y 6/8 entre los cm 168 - 155; 10YR 5/6 entre los cm 154 - 142; 10YR 3/6 entre los cm 141 - 108; 2.5Y 6/8 entre los cm 107 0 (Fig. 6).

El modelo de edad vs profundidad alcanzó una edad de ~ 2,700 años calibrados antes del presente (cal. AP) a una profundidad de 398 cm (Fig. 6). Este modelo estuvo basado en los tres fechados más superficiales (~ 864 años cal. AP en el cm 152; ~ 1,928 años cal. AP en el cm 251; ~ 2,354 años cal. AP en el cm 345) (Tabla 1) contenidos en la unidad litológica C, definida por una predominancia de sedimentos tipo arcilla. Debido a que la composición de grano entre el cm 345 al cm 398 está compuesta por arcillas, se decidió extrapolar la edad hacia el fondo cubriendo toda la unidad litológica C (Fig. 6). En el modelo de edad vs profundidad fueron excluidos dos fechados contenidos en la unidad litológica A. Un fechado en el cm 501 presentó una edad de ~ 2,365 años cal. AP, mientras que un segundo fechado en el cm 500 presentó una edad de ~ 2,002 años AP (Tabla 1). Entre ambos fechados basales hubo una separación de ~ 363 años (Fig. 6).

Tabla 1.- Fechados por radiocarbono en la secuencia sedimentaria de la laguna Metztlán. Las edades con asterisco fueron excluidas del modelo edad vs profundidad

Core	Drive	Profundidad (cm)	Edad ¹⁴ C (años cal. AP)
MET-17-I	2	152	864
MET-17-I	3	251	1,928
MET-17-I	4	345	2,354
*MET-17-I	6	500	2,002
*MET-17-I	6	501	2,365

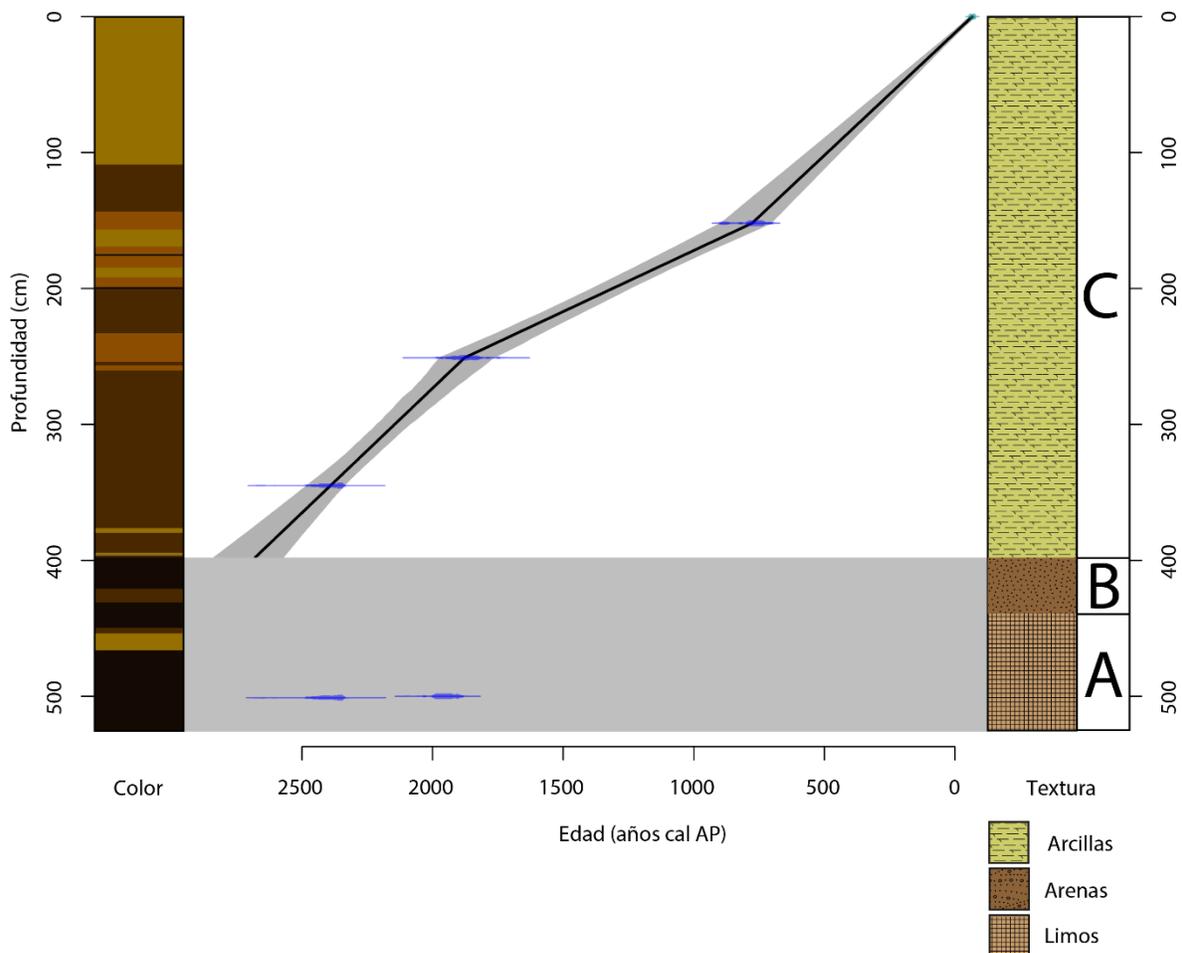


Figura 6.- Perfil litológico y modelo cronológico (edad vs profundidad) de la secuencia sedimentaria de la laguna Metztitlán. Los símbolos azules representan las edades calculadas por radiocarbono (^{14}C) y calibradas en años antes del presente. El modelo está basado en fechados contenidos en sedimentos con predominancia de arcillas (unidad litología C). La franja gris contiene las edades anómalas excluidas del modelo asociadas a sedimentos con predominancia de limos y arenas (unidades litológicas A y B).

5.2 Análisis geoquímico

El análisis multielemental por XRF detectó concentraciones para 34 elementos químicos. De estos, fueron excluidos 18 elementos debido a que se encontraron por debajo del límite de detección en más del 20% de las muestras de la secuencia sedimentaria (Fig. 7). Entre los 16 elementos restantes, no se consideraron para realizar la interpretación paleoambiental As, Co, Cr, Pb, Sc, Th y V, ya que presentaron poca variabilidad y/o un error estándar mayor a la variabilidad en sus concentraciones dentro del registro sedimentario (Fig. 8). Así, el análisis e

interpretación de resultados geoquímicos estuvo basado en los elementos Ca, Fe, K, Mn, Rb, Sr, Ti, Zn y, Zr. Dicho conjunto presentó un registro continuo y variable a través del tiempo (Fig. 8).

Las concentraciones de calcio (Ca) variaron entre 10,000 a 35,000 ppm, las de hierro (Fe) entre 30,000 y 80,000 ppm, las de manganeso (Mn) entre 600 y 1,800 ppm, las de rubidio (Rb) entre 60 y 100 ppm, la de estroncio (Sr) entre 100 y 250 ppm, las de titanio (Ti) entre 3,500 y 6,500 ppm, la de cinc (Zn) entre 50 y 250 ppm y las de circonio (Zr) entre 250 y 450 ppm (Fig. 10). En general, los valores de Ti y Zr disminuyeron hacia el presente, mientras que los valores de Fe, Mn, Rb y Sr se incrementaron hacia el presente (Fig. 8).

Los cocientes elementales Ti/Ca, Zr/Ca, Fe/Ti, Mn/Ti, Rb/Ti y Sr/Rb, mostraron alta variabilidad a través del registro sedimentario. Los valores Ti/Ca variaron entre 0.1 y 0.5, las de Zr/Ca entre 0.010 y 0.040, las de Fe/Ti entre 8 y 12, las de Mn/Ti entre 0.10 y 0.35, las de Rb/Ti entre 0.010 y 0.018, y las de Sr/Rb entre 1.5 y 3 (Fig. 9).

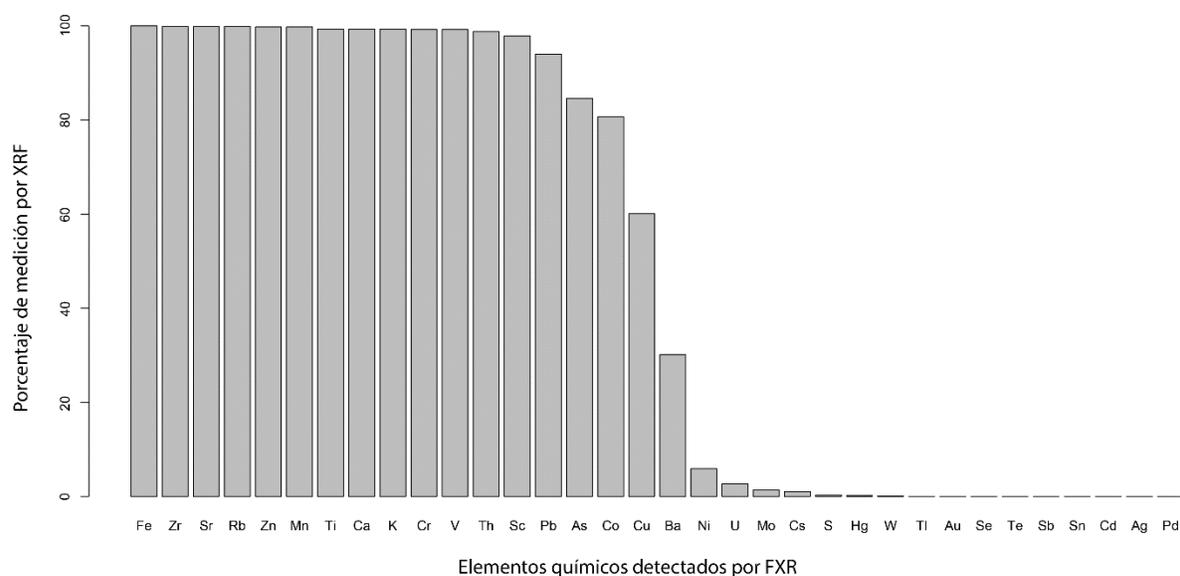


Figura 7.- Porcentaje de medición elemental por fluorescencia de rayos X (XRF) en la secuencia sedimentaria de la laguna Metztlilán.

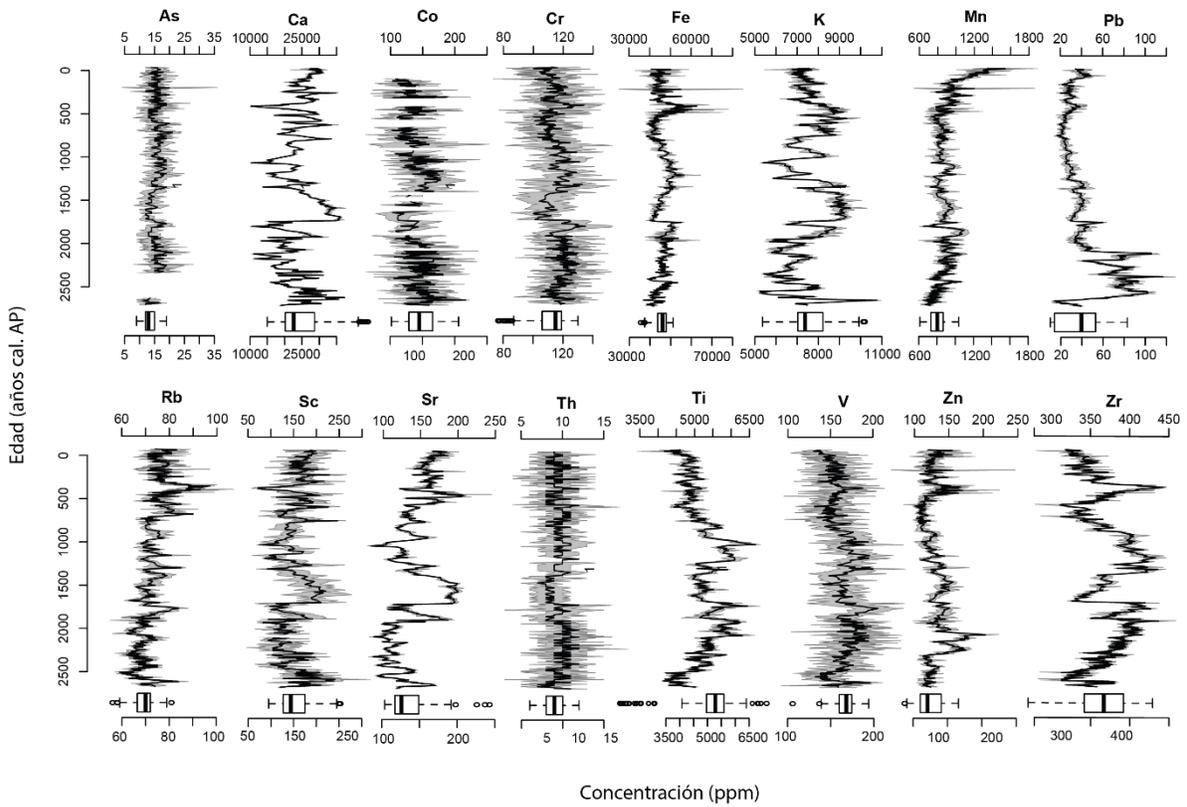


Figura 8.- Concentraciones elementales detectadas por fluorescencia de rayos X (XRF) en la secuencia sedimentaria de la laguna Metztlán.

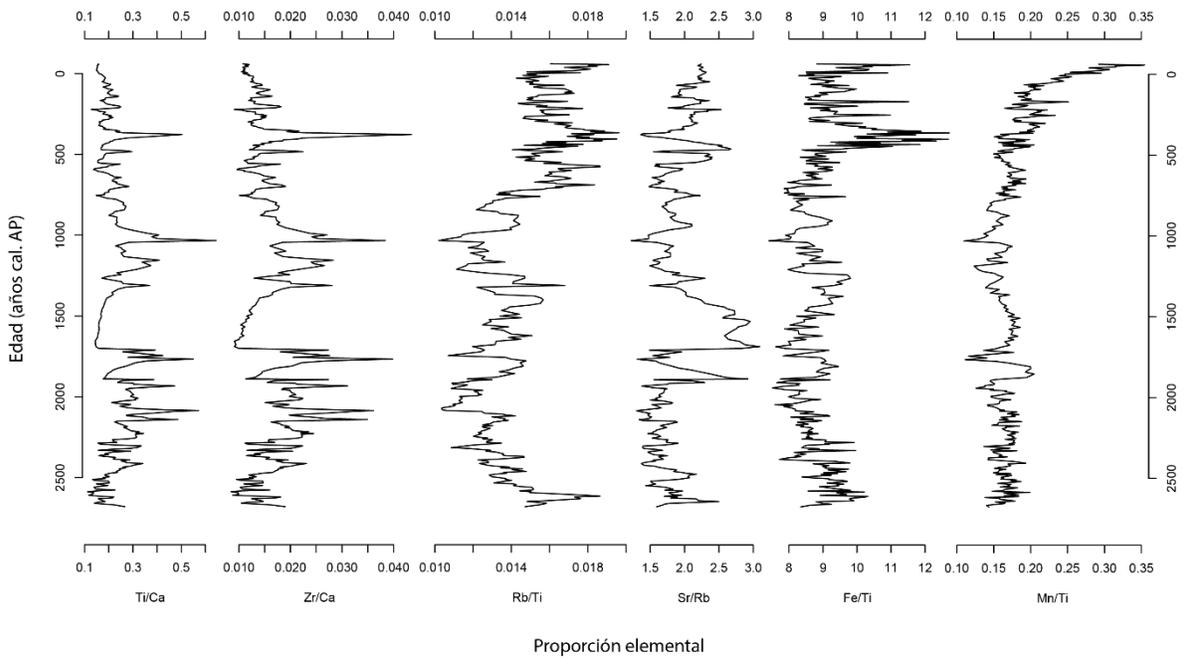


Figura 9.- Cocientes elementales del registro sedimentario de la laguna Metztlán. Los elementos son denotados en proporciones relativas en función del tiempo (años cal. AP). Los picos a la derecha corresponden a incrementos para el numerador, y los picos hacia la izquierda al denominador.

5.3 Análisis de componentes principales (PCA)

El PCA sobre las concentraciones de los diferentes elementos del registro sedimentario MET-17-I presentó valores de los dos primeros componentes de 6.5616 y 3.33564 (Tabla 2). Estos valores explicaron el 0.4101 y 0.20847 % de la varianza explicada por los datos (Tabla 2). De esta manera, y utilizando el criterio broken stick (Borcard *et al.*, 2011), ambos ejes (1 y 2) estuvieron representados en la gráfica del plano bidimensional del análisis del PCA.

La ordenación de las variables señalada por la distribución de los vectores en los ejes, estableció una relación positiva entre los elementos Fe, Ti y Zr en valores positivos del eje 1 (Fig. 10), mientras que en negativos del eje 1 se relacionó a los elementos Ca, K, Mn, Rb y Sr (Fig. 10). Los dos conjuntos de variables fueron relacionados de manera negativa al generar un ángulo obtuso. La ordenación del PCA indicó una relación negativa entre las variables Ti y Ca, Ti y Rb, Ti y Sr, Zr y Ca, Zr y Rb, Zr y Sr (Fig. 10).

Tabla 2.- Valores propios, varianza explicada y varianza acumulada del análisis de componentes principales (PCA).

	PCA 1	PCA 2	PCA 3	PCA 4
Valores propios	6.56160	3.33564	2.04792	1.66278
Varianza explicada	0.41010	0.20847	0.12799	0.10392
Varianza acumulada	0.41010	0.61857	0.74657	0.85049

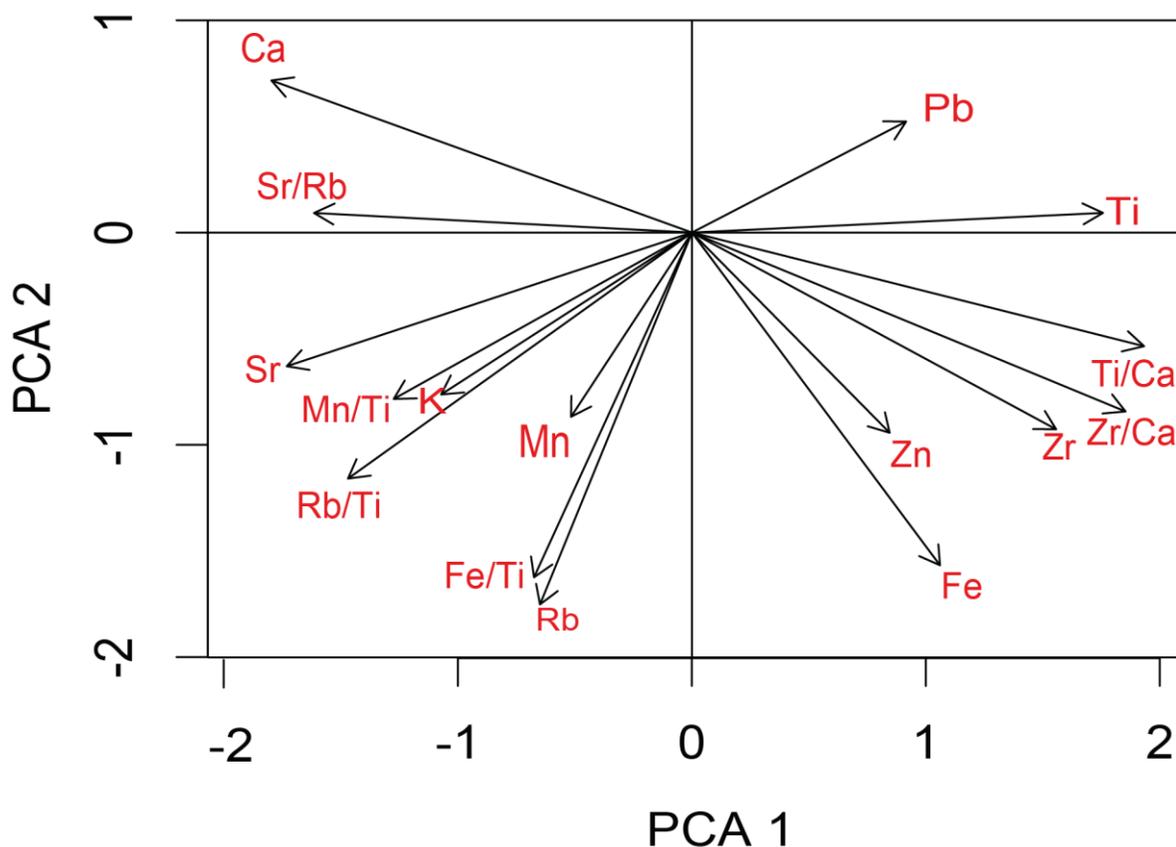


Figura 10.- Gráfico del análisis de componentes principales (PCA) en el plano bidimensional de correlación de las variables geoquímicas.

5.4 Análisis de cladóceros

El análisis de cladóceros resultó en un total de 9 morfoespecies pertenecientes a tres familias, Daphniidae, Bosminidae y Chydoridae (Tabla 3). De estas, dos taxa (*Daphnia* sp. y *Alona* sp.) no pudieron ser identificados al nivel de especie debido a su baja abundancia y/o al bajo grado de conservación. Se encontraron tres especies libre nadadoras o limnéticas (*Daphnia* sp., *Bosmina longirostris* y *Bosmina longispina*) y seis especies litorales (*Alona glabra*, *Alona ossiani*, *Leydigia louisi lousi*, *Leydigia striata*, *Chydorus* cf. *sphaericus* y *Alona* sp.) (Tabla 3) (Fig. 11 - 12). Las especies *Daphnia* sp. y *Alona ossiani* presentaron bajas abundancias dentro del registro sedimentario, y solo estuvieron presentes en dos niveles del núcleo. *Daphnia* sp. fue hallada en los niveles 30 y 514 cm, mientras que *A. ossiani* fue encontrada en los niveles 55 y 64 cm (Fig. 12).

Tabla 3.- Familias, especies, y abundancias (extrapoladas) mínimas y máximas por muestra de cada taxa del registro sedimentario de la laguna Metztlán.

Familia	Taxa	Mínimo /muestra	Máximo /muestra
Daphniidae	<i>Daphnia</i> sp.	17	25
Bosminidae	<i>Bosmina longispina</i>	25	4,650
Bosminidae	<i>Bosmina longirostris</i>	17	4,175
Chydoridae	<i>Chydorus</i> cf. <i>sphaericus</i>	13	50
Chydoridae	<i>Leydigia louisii</i>	8	250
Chydoridae	<i>Leydigia striata</i>	8	50
Chydoridae	<i>Alona glabra</i>	8	183
Chydoridae	<i>Alona ossiani</i>	8	8
Chydoridae	<i>Alona</i> sp.	8	100

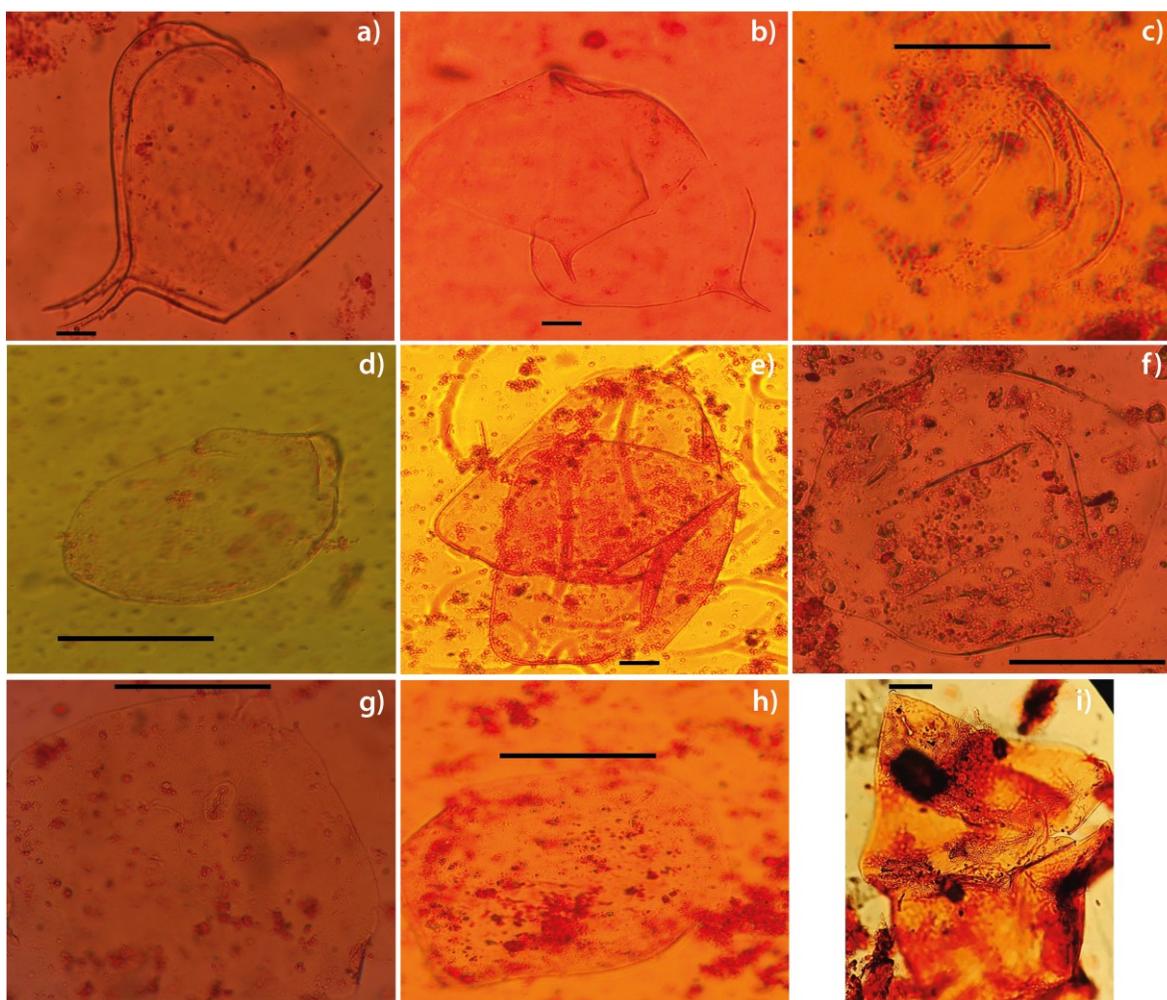


Figura 11.- Remanentes de cladóceros identificados en la secuencia sedimentaria de la laguna Metztlán: a) Concha y mucro de *B. longispina*; b) Concha y mucro de *B. longirostris*; c) Garra postabdominal de *Daphnia* sp.; d) Concha de *Chydorus* cf. *sphaericus*; e) Concha de *Alona* sp.; f) Casco cefálico de *A. glabra*; g) Casco cefálico de *L. striata*; h) Casco cefálico de *L. louisii*; i) Casco cefálico de *A. ossiani*. Escala de la barra: 200 μ m.

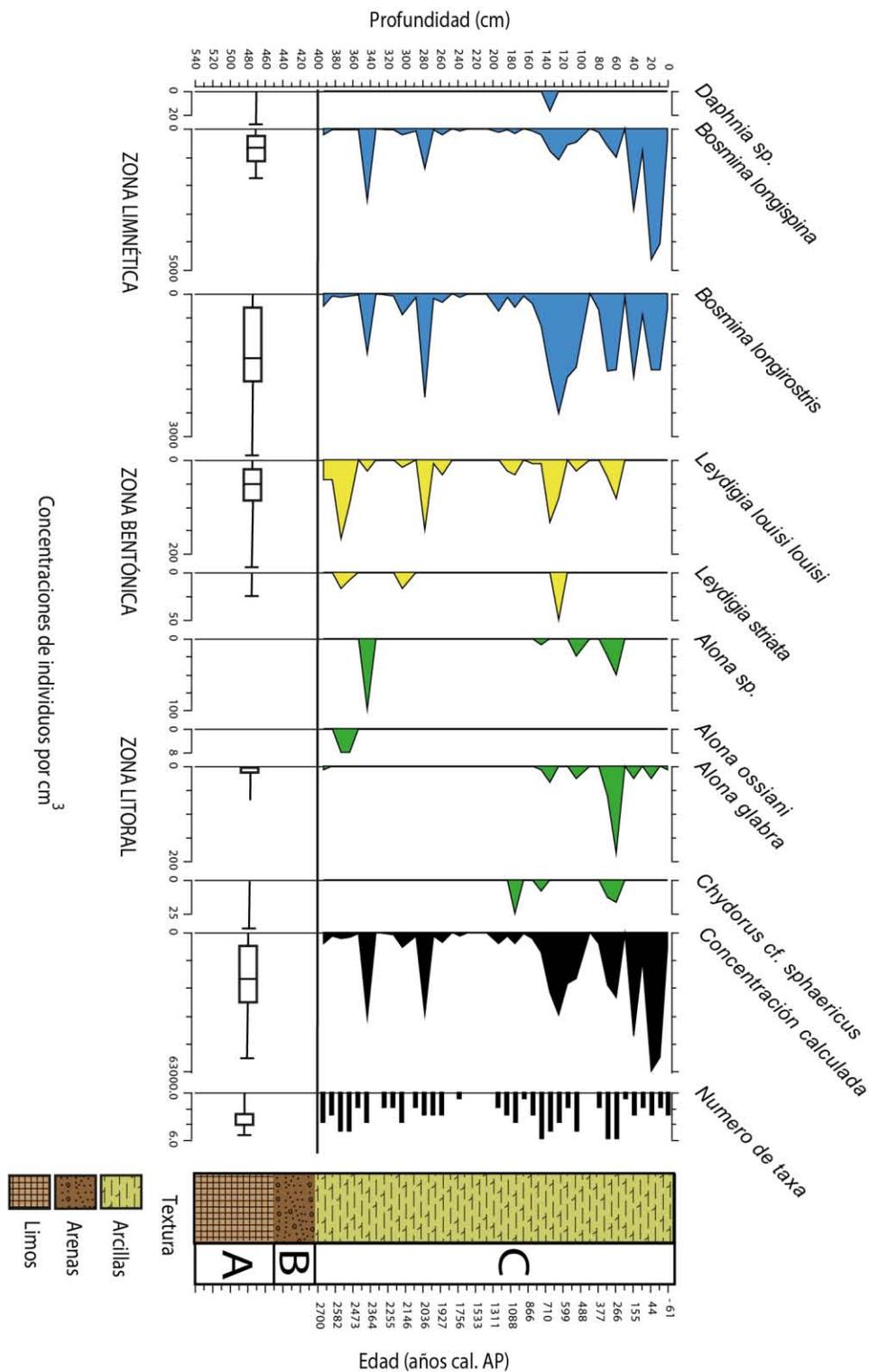


Figura 12.- Registro de las abundancias relativas de cladóceros (concentraciones de individuos por cm^3) contenidas en sedimentos con mayor porcentaje de arcillas (unidad litológica C) del registro sedimentario de la laguna Metztlilán. Las abundancias por debajo del cm 398 estuvieron contenidas en sedimentos con mayor porcentaje de limos y arenas (unidades litológicas A y B). Los gráficos en boxplot resumen los conteos de cladóceros en las unidades litológicas A y B, los cuales no representan un intervalo de deposición secuencial.

5.5. Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

El análisis DCA del registro sedimentario MET-17-I arrojó valores propios en los dos primeros componentes de 0.1508 y 0.5181. La longitud de los ejes fue de 1.3568 y 1.4268 desviaciones estándar (SD) para los ejes 1 y 2 (Tabla 4). En cuanto a los taxa, los puntajes de los ejes 1 y 2 variaron entre - 0.79569 y 0.9046, y entre - 3.0657 y 5.0500, respectivamente. Entre tanto, los puntajes de las muestras en los ejes 1 y 2 variaron entre - 0.4521 y 0.9046, y - 1.0592 y 0.3677, respectivamente (Tabla 4).

En valores negativos del eje 2 se ordenaron las especies litorales - bentónicas, *L. striata* y *L. louisiana* junto con la especie limnética, *Daphnia* sp. En valores cercanos a cero del eje 2 se ordenaron las especies limnéticas, *B. longispina* y *B. longirostris*, junto con la especie litoral, *A. ossiani*. En valores positivos del eje 2 se ordenaron las especies litorales asociadas a macrófitas, *A. glabra*, *Alona* sp. y *Chydorus* cf. *sphaericus* (Fig. 13). En valores positivos del eje 1 se ordenaron las especies litorales *A. glabra*, *Chydorus* cf. *sphaericus*, *A. ossiani*, *L. striata*, *L. louisiana*, junto a la especie limnética, *B. longirostris*. En valores negativos del eje se agrupó a la especie limnética, *B. longispina*, junto a la especie litoral *Alona* sp. Entretanto, las muestras más antiguas fueron ordenadas en valores positivos del eje 1, mientras que las muestras más recientes fueron ordenadas en valores negativos del eje 1 (Fig. 13). La distribución de los puntajes de los taxa para los ejes 1 y 2 presentaron una alta variabilidad durante los últimos ~ 2,700 años (Fig. 13).

Tabla 4. Valores propios, longitud de los ejes y puntajes mínimos y máximos de las especies y las muestras del Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA).

	DCA 1	DCA 2	DCA 3	DCA 4
Valores propios	0.1508	0.5181	0.05084	0.049899
Longitud de los ejes	1.3568	1.42697	0.54678	0.598682
Puntaje mínimo de especies	-0.79569	-3.06574	-7.37586	-5.89694
Puntaje máximo de especies	3.40373	5.05002	4.56137	2.27621
Puntaje mínimo de muestras	-0.45211	-1.05924	-0.26873	-0.26631
Puntaje máximo de muestras	0.90465	0.36771	0.27804	0.33237

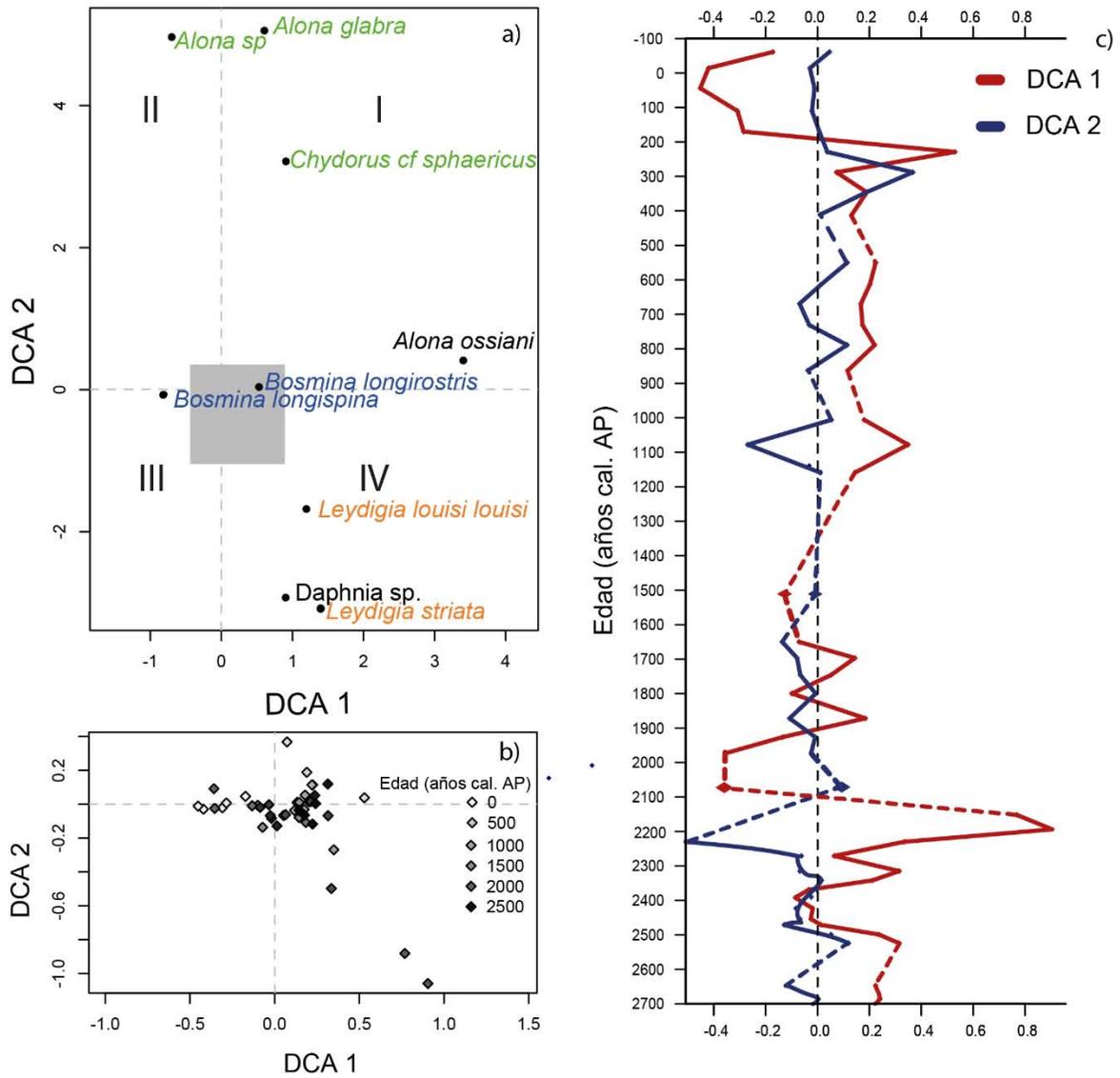


Figura 13.- Gráfico del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA). a) El plano de asociación señala la agrupación ecológica de los taxa; b) El plano de las distancias indica la separación de las muestras de acuerdo a su edad; c) La distribución de los puntajes de los ejes 1 y 2 muestra la variabilidad de la ordenación durante los últimos ~ 2,700 años.

SECCIÓN 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El registro sedimentario de la laguna Metztitlán muestra una alta variabilidad ambiental durante los últimos ~ 2,700 años. A continuación, se discuten específicamente los resultados de la geoquímica elemental y los ensambles de cladóceros como indicadores de la variabilidad ambiental regional y local, respectivamente. Posteriormente, se discuten los efectos de los forzamientos regionales potenciales sobre la región Metztitlán, y su relación con los resultados obtenidos en este trabajo. Finalmente, la reconstrucción paleoambiental es resumida en etapas que señalan los principales cambios ambientales ocurridos tanto en la región como en la laguna Metztitlán a través de la temporalidad estudiada, su comparación con eventos antrópicos regionales y eventos climáticos globales del Holoceno tardío.

6.1 Cronología

El fechado por radiocarbono es uno de los métodos más precisos para establecer un modelo cronológico cuando se realiza una reconstrucción paleoambiental (e. g., Stuiver *et al.*, 1993, 1998). Los fechados del registro MET-17-I permitieron realizar un modelo lineal que asume una deposición continua de los sedimentos hacia el presente. Sin embargo, este modelo excluyó dos fechados al fondo de la secuencia sedimentaria. El principal problema con estos fechados (en los niveles 500 y 501) fue que resultaron ser más jóvenes y/o con la misma temporalidad (~ 2,002 y 2,365 años cal. AP) que la fecha sobre - yacente (nivel 354, ~ 2,354 años cal AP) (Fig. 6).

Las unidades litológicas A y B presentaron una predominancia de sedimentos con tamaño de grano grueso (arenas y limos), que podrían estar relacionadas a un transporte de alta energía (e. g., Calvert y Pedersen, 2007; Cuvén *et al.*, 2010; Kylander *et al.*, 2011; Aniceto *et al.*, 2014; Kemp e Izumi, 2014). La evidencia conjunta entre edades basales anómalas y los materiales con tamaño de grano grueso al fondo del núcleo, sugieren que los niveles más profundos de la secuencia

sedimentaria MET-17-I no presentan un orden estratigráfico. El depósito de materiales gruesos con temporalidad desconocida podría estar asociado a procesos de sismicidad que ocurren en la zona noreste de la laguna, debido a la presencia de dos fallas activas originadas a finales del Cenozoico (Suter, 2004). Estas fallas pudieron provocar deslaves en el pasado, los cuales llegasen a entremezclar los sedimentos del fondo de la secuencia sedimentaria. La unidad litológica C, compuesta principalmente por arcillas, presentó fechados que siguen un orden estratigráfico, al mismo tiempo que las tasas de sedimentación entre los fechados del modelo (0.16, 0.22, 0.09 y 0.17 cm/año) mostraron un patrón de depósito de materiales uniforme y constante a partir del cm 398 (Fig. 6). Así, la secuencia sedimentaria consiste en una capa aparentemente depositada de manera instantánea, entre los cm 532 y 399, y un depósito continuo de materiales entre los cm 398 y 0, los cuales contienen aproximadamente los últimos 2,700 años.

Por otra parte, las muestras con remanentes subfósiles de cladóceros contenidas en las unidades litológicas A y B, por debajo del fechado calculado (~ 2,700 años AP), presentaron elevadas abundancias tanto en especies limnéticas como litorales (Fig. 12). Estos remanentes subfósiles estarían asociadas a cambios tanto en la profundidad lacustre como del estado trófico de la laguna a través del tiempo, indicando la existencia de un cuerpo de agua previo al depósito instantáneo sugerido en este estudio. Ya que, se requiere de un sistema lentic con condiciones propicias para que ocurra tanto la eclosión de efipias como el posterior desarrollo de las distintas taxa identificados entre los cm 399 y 532. Por lo tanto, los resultados logrados en este estudio demuestran que la antigüedad de laguna Metztlán se encuentra alrededor de los ~ 2,700 años calculados antes del presente. Asimismo, las abundancias de remanentes de cladóceros halladas en los materiales más profundos, sin la posibilidad de establecer su temporalidad, nos permiten inferir una antigüedad de represamiento de la laguna Metztlán superior a los ~ 1,000 años propuestos por el trabajo de Suter (2004). Es posible que la recuperación de una secuencia sedimentaria con una mayor longitud del núcleo, el cual logre traspasar la zona del derrumbe (unidades litológicas A y B), alcance una mayor temporalidad

para poder identificar la antigüedad del represamiento de la laguna.

6.2 Variabilidad regional. Geoquímica elemental

El PCA señaló diversas correlaciones, positivas y negativas, entre los elementos analizados. El titanio (Ti) y el circonio (Zr) mostraron una correlación positiva (valores positivos del eje 1) (Fig. 10) y un patrón de variación similar a lo largo del registro sedimentario (Fig. 9). Esta relación ocurre debido a que estos elementos se encuentran asociados a la entrada de materiales terrígenos en cuencas de captación por procesos de erosión pluvial (e. g., Milne y Fitzpatrick, 1977; Cohen, 2003; Calvert y Pedersen, 2007). Tanto Ti como Zr, son elementos que rara vez tienden a estar relacionados a la porción autigénica de los sedimentos. La mayor abundancia de Ti y Zr en rocas sedimentarias corresponde tanto a minerales formados tras eventos de meteorización como a detritos de minerales primarios (Milne y Fitzpatrick, 1977). Así mismo, las concentraciones de estos elementos no son alteradas por procesos diagenéticos y biogénicos que ocurren durante la erosión, arrastre y/o depósito de los materiales debido a su naturaleza conservativa (Boës *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2013). De esta manera, altas concentraciones de Ti y Zr dentro del registro sedimentario MET-17-I estarían relacionadas con un mayor arrastre de materiales terrígenos como resultado de procesos de erosión pluvial.

Por otro lado, el calcio (Ca) y estroncio (Sr) presentaron una correlación positiva (valores negativos del eje 1) (Fig. 10) y el patrón de variación de sus concentraciones fue similar a lo largo del registro sedimentario (Fig. 9). En general, las concentraciones de Ca y Sr en los sedimentos lacustres suelen verse como el reflejo del intemperismo y erosión de rocas parentales en la porción terrígenica o como el precipitado autigénico de carbonatos dentro del sistema lacustre (e. g., Singer y Navrot, 1973; Kylander *et al.*, 2011). Así, la correlación positiva entre Ca y Sr, y negativa entre estos dos elementos y el conjunto Ti - Zr dentro del PCA (Fig. 10), así como el patrón de variación de las concentraciones en el registro

sedimentario (Fig. 9), sugiere que la variación en las concentraciones de Ca y Sr pertenecían al flujo y depósito de materiales autigénicos. Cuando las concentraciones de Ca y Sr aumentan en un sistema lacustre, se atribuyen condiciones de alta evaporación o elevadas concentraciones de sales disueltas que refieren a una disminución en el nivel lacustre (Cohen, 2003; Kylander *et al.*, 2011).

Dentro del PCA, el potasio (K) y el rubidio (Rb) presentaron una correlación positiva (Fig. 10). Esta relación es común, ya que, debido a las similitudes en el tamaño iónico, el Rb puede sustituir al K en aluminosilicatos minerales (e. g., Calvert y Pedersen, 2007; Kemp e Izumi, 2014). Por lo regular, diversos minerales pueden encontrarse enriquecidos en Rb, por ejemplo, micas y arcillas, y, además, este elemento presenta una baja movilidad ambiental debido a su fuerte capacidad de adsorción a minerales arcillosos (Calvert y Pedersen, 2007; Kylander *et al.*, 2011). No obstante, debido a que el Rb puede llegar a sustituir al K durante la fase cristalina, este puede hallarse en minerales tipo feldespatos con un tamaño de grano variable (Kylander *et al.*, 2011). Por otra parte, el conjunto Ti - Zr presentó una correlación negativa con el conjunto K - Rb (Fig. 10). Esta relación puede ser explicada con base en la afinidad geológica de los elementos y por el tamaño de grano de los sedimentos. En primera instancia, el Ti puede encontrarse enriquecido en los sedimentos, o rocas sedimentarias, como un constituyente mayor de minerales pesados resistentes a la meteorización, por ejemplo, rutilo (TiO_2) e ilmenita (FeTiO_3), así como un sustituyente de cationes en diversos óxidos de minerales (Milne y Fitzpatrick, 1977; Calvert y Pedersen, 2007; Kemp e Izumi, 2014). Por su parte, el Zr puede encontrarse enriquecido formando silicato de zircón (ZrSiO_4), el cual es la forma mineral más común y resistente de Zr, como un mineral accesorio en distintos tipos de rocas graníticas y/o como parte del flujo terrígeno de sedimentos resultantes de la erosión de estas mismas rocas (Milne y Fitzpatrick, 1977; Calvert y Pedersen, 2007; Kemp e Izumi, 2014). En segunda instancia, dado que los sedimentos enriquecidos en Ti y Zr son principalmente minerales pesados producto de una gravedad específica alta (Milne y Fitzpatrick, 1977), tales elementos son transportados a través de sedimentos con un tamaño de grano grueso, por

ejemplo, limos de mediados a grandes y arenas finas (Calvert y Pedersen, 2007; Kemp e Izumi, 2014). Por lo tanto, el incremento en las concentraciones de Rb y K dentro del registro sedimentario MET-17-I señalaría la deposición de materiales predominantemente finos, en este caso arcillas, mientras que el incremento en las concentraciones de Ti y Zr indicaría la deposición de sedimentos de tamaño de grano grueso, en este caso limos y arenas.

Diversos estudios han observado que la intensidad de la erosión se encuentra relacionada al tamaño de grano en los sedimentos lacustres (e. g., Last, 2001; Chen *et al.*, 2006; Calvert y Pedersen, 2007; Coven *et al.*, 2010; Kylander *et al.*, 2011; Aniceto *et al.*, 2014; Kemp e Izumi, 2014). La precipitación, como el principal agente erosivo, no presenta la misma magnitud de descarga de lluvia a lo largo del tiempo. De esta forma, se puede asociar la magnitud de la precipitación con la intensidad de arrastre de materiales terrígenicos. Ya que, el PCA correlacionó de manera negativa al conjunto Ti - Zr respecto al conjunto Rb - K, y que el patrón de variación de sus concentraciones fue contrario en ambos conjuntos a través del registro sedimentario MET-17-I (Fig. 9), se infirió que, el incremento en las concentraciones elementales de Ti y Zr, asociadas a sedimentos de tamaño de grano grueso (limos y arenas), son producto de lluvias de alta magnitud, mientras que el incremento en las concentraciones de Rb, asociadas a sedimentos de tamaño de grano fino (arcillas), son resultado de lluvias de baja magnitud. Estas variaciones en las concentraciones elementales fueron interpretadas como cambios en la disponibilidad de humedad regional a través del tiempo.

La ordenación del PCA sugiere que existen correlaciones negativas entre diversos cocientes elementales similares a las correlaciones negativas individuales señaladas anteriormente. Al comparar los cambios proporcionales entre los cocientes de Ti/Ca y Zr/Ca respecto al cociente Sr/Rb, se observó que, el incremento en Sr era mayor en comparación al incremento con Ca. Por consiguiente, se infirió que existió un aporte externo considerable de Sr, el cual es un elemento que presenta una estrecha afinidad a los silicatos minerales (Albaréde,

2003). Cuando el Sr es parte del flujo de materiales terrigénicos, este se encuentra asociado a sedimentos de tamaño arcilla. La erosión química sobre las rocas parentales remueve el ion estroncio de los sulfatos (SrSO_4) y/o carbonatos (SrCO_3), por medio de hidrólisis, liberando Sr^{2+} reducido, el cual es adsorbido por arcillas generadas por la misma meteorización química (Simmons, 1998; McLennan y Murray, 1999). Por lo tanto, se asumió que el incremento del Sr en el registro sedimentario MET-17-I fue resultado de dos procesos. En primer lugar, la precipitación de baja magnitud, expresada en el cociente Rb/Ti, favoreció tanto la meteorización química, es decir, el contacto roca - agua (hidrólisis) como el acarreo de sedimentos con un tamaño de grano fino, en este caso arcillas ricas en K, Rb y Sr. En segundo lugar, la disminución de la disponibilidad de humedad favoreció la precipitación de carbonatos autigénicos (Ca y Sr) en la laguna, expresados en el cociente Sr/Rb, bajo condiciones de sobresaturación de sales o una profundidad lacustre somera. Cabe resaltar, que los cocientes Rb/Ti y Sr/Rb presentaron cambios proporcionales similares a través del registro sedimentario (Fig. 9).

Los cocientes Ti/Ca y Zr/Ca fueron utilizados para indicar los intervalos con mayor disponibilidad de humedad a lo largo del registro sedimentario, mientras que los cocientes Rb/Ti y Sr/Rb fueron utilizados para señalar los intervalos con menor disponibilidad de humedad en la región. En el registro sedimentario MET-17-I se distinguieron cambios en la disponibilidad de humedad de acuerdo con las tendencias de los cocientes anteriormente discutidos. Durante dos episodios (entre $\sim 2,550$ y $\sim 1,700$ años AP; entre $\sim 1,400$ y ~ 950 años AP) se presentaron condiciones con una alta disponibilidad de humedad, mientras que ocurrieron tres episodios (entre $\sim 2,700$ y $\sim 2,550$ años AP; entre $\sim 1,700$ y $\sim 1,400$ años AP; y de ~ 950 años AP hasta el presente) donde se presentaron condiciones con baja disponibilidad de humedad (Fig. 14).

Por su parte, el manganeso (Mn) y el hierro (Fe) presentaron una correlación

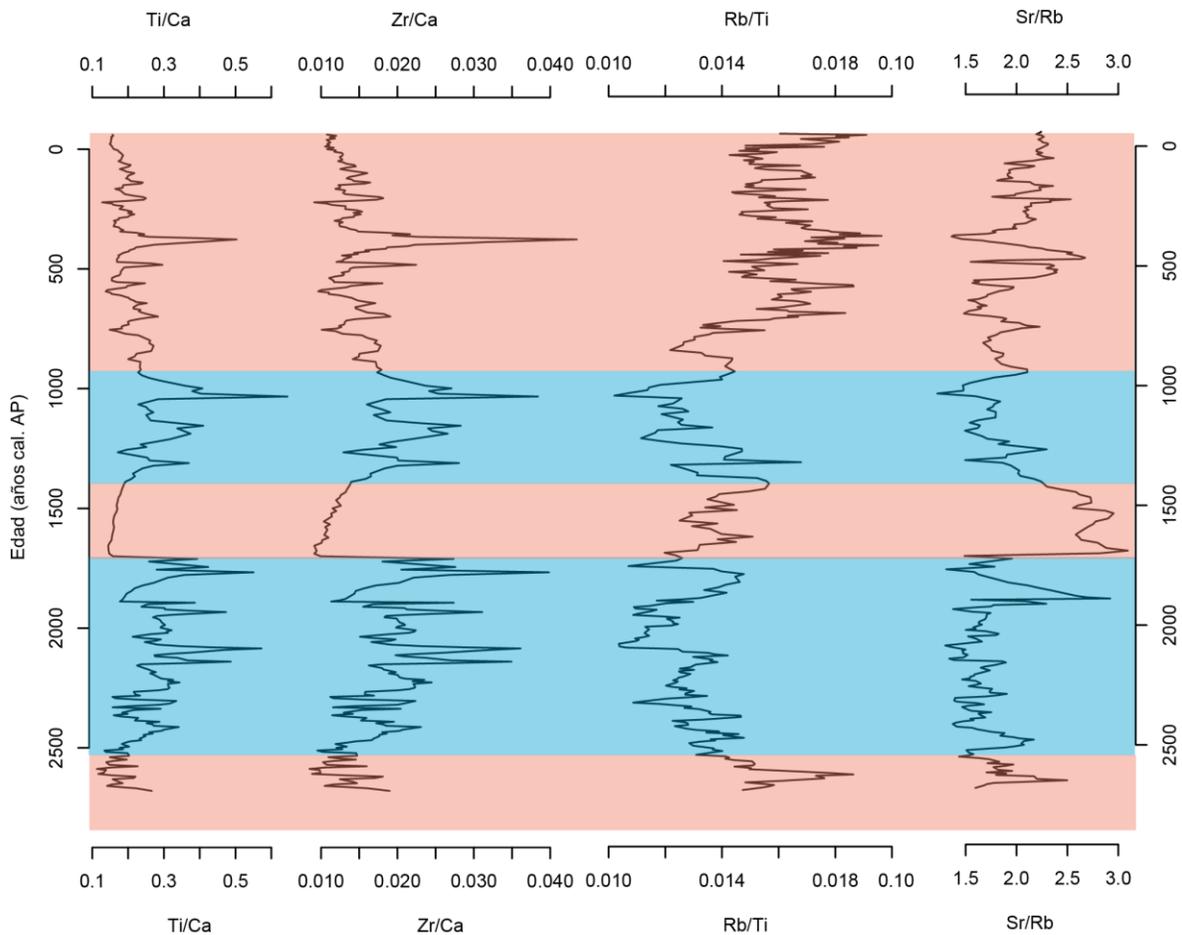


Figura 14.- Régimen de la disponibilidad de humedad en Metztitlán asociado a los cocientes elementales del registro sedimentario de la laguna Metztitlán durante los últimos ~ 2,700 años. Los intervalos con condiciones de mayor disponibilidad humedad están representados por el incremento de los cocientes Ti/Ca y Zr/Ca (azul), mientras que los intervalos con condiciones de menor disponibilidad de humedad corresponden al aumento de los cocientes Rb/Ti y Sr/Rb (rojo).

positiva (valores negativos del eje 2) (Fig. 10), un patrón de variación de concentraciones y una proporción elemental (cociente elemental) similares en el registro sedimentario MET-17-I (Fig. 9). El Fe y Mn son elementos que pueden pertenecer tanto a la porción terrigénica como a los precipitados autigénicos dentro de los sedimentos lacustres (Haese, 2006). El comportamiento altamente reactivo de estos elementos, principalmente a causa del gradiente oxidado - reducción o por la toma por parte de microorganismos en el fondo lacustre, provoca un reciclamiento constante de estos elementos entre la fase sedimento - agua que complica definir su tasa de deposición y la asignación de algún flujo (Albaréde, 2003; Cohen, 2003). Por un lado, el Fe puede presentarse en dos estados de valencia de acuerdo con

las condiciones redox. Bajo condiciones reductoras, el hierro se encuentra disuelto como hierro ferroso (Fe II), mientras que, bajo condiciones oxigenadas, el hierro precipita en forma de hierro férrico (Fe III) (e. g., Haese, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006). Por su parte, el Mn puede encontrarse disuelto en forma reducida (Mn II), a través de compuestos como el manganeso (Mn^{2+}) o como el cloruro de manganeso ($MnCl^+$), mientras que, en condiciones oxigenadas, el Mn se encuentra en forma insoluble precipitando en forma de hidróxidos u óxidos de manganeso (Mn III o Mn IV), referidos como oxi - hidróxidos, siendo los más comunes el óxido de manganeso (MnO_2) y el oxi - hidróxido de manganeso también llamado manganita ($MnO^{3+}(OH)$) (e. g., Haese, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006). El Mn, en comparación con el Fe, presenta una lentitud cinética que resulta en una precipitación tardía de los compuestos de manganeso reducido (Mn II) bajo condiciones oxigenadas. Así mismo, la remineralización de los oxi - hidróxidos precipitados de manganeso (Mn III y Mn IV) ocurren de manera gradual a través de condiciones anoxicas (e. g., Algeo y Maynard, 2004). En consecuencia, el Mn se vuelve un elemento altamente móvil dentro de la columna de agua.

De manera general, se interpretó el ordenamiento de los valores positivos y negativos del eje 2 del PCA como condiciones de baja y alta oxigenación, respectivamente. En valores negativos del eje 2, se presentó la correlación de Fe y Mn, los cuales son elementos que requieren estar contenidos en compuestos precipitados para ser detectados por XRF. Estos elementos están asociados a condiciones de oxigenación en el fondo lacustre, como se mencionó anteriormente. Sin embargo, debido que no se obtuvieron elementos que indicaran condiciones reductoras dentro de los valores positivos del eje 2 (correlación negativa respecto al conjunto Fe - Mn) (Fig. 10), se asumió que los valores negativos en los cocientes de Fe/Ti y Mn/Ti, es decir, incrementos en las concentraciones de Ti, indicaron condiciones de baja oxigenación. La estandarización respecto al Ti extrae el porcentaje correspondiente al flujo detrítico de las frecuencias de Fe y Mn, señalando únicamente el comportamiento de estos dos iones dentro del flujo autigénico dentro del registro sedimentario MET-17-I.

En general, entre ~ 2,700 y ~ 1,000 años AP, las proporciones elementales de Fe y Mn variaron entre 8 y 10.5, y entre 0.12 y 0.22, respectivamente. Los intervalos entre ~ 1,900 y ~ 1,775 años AP y entre ~ 1,050 y ~ 1,020 años AP, señalaron cambios abruptos en las proporciones de Fe y Mn que sugieren cambios en el gradiente redox. De ~ 1,000 años AP hacia el presente, las proporciones de Fe y Mn se incrementaron hasta alcanzar valores de 12 y 0.35, respectivamente. La similitud en la tendencia de ambos elementos hace alusión a un aumento en la tasa de precipitación de compuestos enriquecidos en Fe y Mn. Puesto que el Mn es un elemento que precipita más lentamente que el Fe, el incremento de Mn señalaría la dominancia de procesos de oxidación dentro del gradiente redox, lo cual implicaría condiciones de oxigenación en el fondo de la laguna.

En conclusión, la variabilidad ambiental regional que reflejan los análisis elementales con XRF fue altamente cambiante. Las correlaciones positivas y negativas entre conjuntos elementales, y en cocientes elementales, mostraron distintos patrones de variación que refieren a cambios en la disponibilidad de humedad a través de los últimos ~ 2,700 años. Altas (bajas) concentraciones de Ti y Zr indicaron condiciones de mayor (menor) disponibilidad de humedad en la región. Altas (bajas) concentraciones de Rb y Sr indicaron condiciones de menor (mayor) disponibilidad de humedad en la región. Altas (bajas) concentraciones de Fe y Mn indicaron condiciones de mayor (menor) oxigenación del fondo lacustre.

6.3 Variabilidad local. La evidencia biológica

La diversidad de especies de cladóceros en la laguna de Metztlán (9 morfoespecies) fue baja en comparación con trabajos elaborados en lagos europeos donde la diversidad suele tener entre 20 y 30 especies (e. g., Whiteside y Lindegaard, 1982; Szeroczyńska, 2002; Zawisza y Szeroczyńska, 2007; Zawiska *et al.*, 2013; Zawiska *et al.*, 2015; Milan *et al.*, 2017). No obstante, los resultados obtenidos en este trabajo son similares a los realizados en zonas de Centroamérica (e. g., Wojewódka *et al.*, 2016), y el sur (e. g., Vázquez-Molina *et al.*, 2016) y centro

de México (e. g., Zawisza *et al.*, 2012, 2017; Szeroczyńska *et al.*, 2013; Cuna *et al.*, 2014). La baja diversidad de cladóceros en la región Neotropical ha sido asociada a diversas causas. Por un lado, los patrones de radiación y diversificación de especies se originaron en la región Paleártica (Hofmann, 1987; Korhola, 1999; Duigan y Birks, 2000). Los sistemas cerrados de ambientes templados promueven la diferenciación de las especies al estar aisladas geográficamente (Kerfoot y Lynch, 1987). En cambio, los lagos tropicales comúnmente se encuentran dentro de cuencas exorreicas conectadas a diferentes afluentes que promueven la dispersión de los cladóceros. Se ha señalado que la presencia o ausencia de especies en los lagos depende tanto de la capacidad de dispersión como por el grado de tolerancia ante condiciones ambientales particulares (Korhola y Rautio, 2001). En primera instancia, la dispersión de los cladóceros se encuentra definida por la capacidad individual que tiene un taxa para trasladarse o ser transportado, de manera pasiva, por organismos más grandes, por ejemplo, aves migratorias que puedan superar barreras geográficas (e. g., Figuerola y Green, 2002; Incagnone *et al.*, 2015). En segunda instancia, los cladóceros deben sobrevivir y superar las presiones físicas, químicas y biológicas del nuevo ambiente invadido (Korhola y Rautio, 2001). En lagos tropicales, las relaciones biológicas de depredación y/o competencia, inter e intraespecíficas, son factores que pudieron haber contribuido en la evolución de las especies de cladóceros distribuidos en lagos poco profundos (Wojewódka *et al.*, 2016).

En general, las abundancias de los cladóceros fueron variables a lo largo del registro sedimentario MET-17-I, con excepción de los intervalos entre 230 y 200 cm, y entre 345 y 325 cm, que presentaron una ausencia total de remanentes subfósiles. Las abundancias que se encontraron por debajo de cm 398 fueron sustituidas gráficamente por boxplots debido a que estas correspondieron con muestras contenidas en las unidades litológicas A y B, las cuales no se les pudo asignar una temporalidad (Fig. 12). Las mayores abundancias correspondieron a las especies limnéticas, *Bosmina longispina* y *Bosmina longirostris*. Esto probablemente sea debido a la morfología de la laguna, la cual, al ser grande longitudinalmente y con

profundidades lacustres someras, favorece el incremento del área de superficie para ser ocupada por especies libre nadadoras. Entre tanto, las bajas abundancias en los taxa de la familia Chydoridae (menores a 300 individuos) pudo atribuirse a la pobre diversidad de vegetación acuática distribuida en la zona litoral durante los periodos de menor profundidad lacustre.

Los puntajes de los ejes 1 y 2 del DCA, basados en la ordenación de los taxa, mostraron cambios evidentes en las condiciones limnológicas, en particular fueron interpretados como cambios en la profundidad lacustre y el estado trófico de la laguna Metztlán a través del tiempo. Por una parte, los puntajes del eje 1 fueron interpretados como cambios en la profundidad y/o el área de superficie lacustre. En primer lugar, *Leydigia louisiana*, *Leydigia striata*, *Alona glabra*, *Alona ossiani* y *Chydorus* cf. *sphaericus*, fueron ordenadas en puntajes positivos del eje 1 (Fig. 13). Esta correlación fue interpretada como especies litorales asociadas a un lago de profundidad somera. Por otro lado, *Bosmina longispina*, especie limnética, fue ordenada en puntajes negativos del eje 1 (Fig. 13), la cual fue asociada a condiciones de mayor profundidad y/o mayor área de superficie lacustre. En el caso de *Bosmina longirostris*, especie limnética, fue ordenada en puntajes positivos del eje 1, junto a las especies litorales. No obstante, dicha relación ocurrió debido al rango de tolerancia de *B. longirostris* (e. g., Havens y DeCosta, 1985; Müller, 1985; Uimonen-Simola y Tolonen, 1987; Adamczuk, 2015) y a la morfología de laguna Metztlán, lo cual se discutirá posteriormente. Cabe mencionar que *Alona* sp. no cumplió con el supuesto del eje 1, la cual fue ordenada en puntajes negativos. No obstante, se asumió como un taxa litoral al igual que otras especies del género *Alona* (e. g., Whiteside y Lindegaard, 1982; Hann, 1989; Korhola y Rautio, 2001), ya que, el aumento de sus abundancias estuvo poco relacionada con el aumento de las abundancias de los taxa del género *Bosmina* a través del registro sedimentario, es decir, en periodos donde aumentó la profundidad o el área de superficie lacustre.

Por otra parte, los puntajes del eje 2 fueron interpretados como cambios en el estado trófico de la laguna. Primero, *Alona glabra*, *Alona* sp. y *Chydorus* cf.

sphaericus, fueron ordenadas en puntajes positivos del eje 2 (Fig. 13). Esta ordenación se interpretó como especies litorales asociadas a macrófitas (e. g., Whiteside, 1970; Hann, 1989, Korhola y Rautio, 2001; Amsinck *et al.*, 2003; Sakuma *et al.*, 2004; Debastiani-Júnior *et al.*, 2016), indicando condiciones de baja productividad. Segundo, *Bosmina longispina* y *Bosmina longirostris*, fueron ordenadas en puntajes cercanos a cero del eje 2 (Fig. 13). Esta ordenación se interpretó como especies limnéticas tolerantes a la eutrofización (e. g., Nilsen, 1984; Uimonen-Simola y Tolonen, 1987; Fulton, 1988; Barros *et al.*, 2001), señalando condiciones de productividad media respecto al estado eutrófico actual de la laguna Metztitlán (Sigala *et al.*, 2017). Al final, *Leydigia striata* y *Leydigia louisii louisii* fueron ordenadas en puntajes negativos del eje 2 (Fig. 13). Esta ordenación se interpretó como especies litorales asociadas al bentos (e. g., Whiteside, 1970; Flößner, 1985; Hann, 1989; Robertson, 1990; Brodersen, 1998; Korhola y Rautio, 2001; Amsinck *et al.*, 2003), denotando condiciones de alta productividad, al igual que las condiciones modernas en la laguna Metztitlán (Sigala *et al.*, 2017). La especie litoral *Alona ossiani* fue ordenada junto a los taxa del género *Bosmina* de acuerdo con el supuesto del eje 2. Esta relación es probablemente debido a la capacidad de *Alona ossiani* para tolerar cambios en el estado trófico (e. g., Sinev y Silva-Briano, 2012; Wojewódka *et al.*, 2016), lo cual se discutirá posteriormente. En cuanto a *Daphnia* sp., su presencia en el registro sedimentario fue esporádica. La nula relación entre especies limnéticas, *Daphnia* sp. y los taxa del género *Bosmina*, en ambos ejes del DCA probablemente fue resultado de las bajas abundancias obtenidas en *Daphnia* sp., las cuales fueron poco significativas dentro del plano de ordenación del DCA.

La ordenación del DCA sugiere que *Bosmina longispina* y *Bosmina longirostris* son especies asociadas a condiciones de productividad media (eje 2), y al menos *B. longispina* a condiciones de mayor profundidad lacustre (eje 1) (Fig. 13). Las condiciones de mayor profundidad en la laguna fueron definidas por la dominancia de *B. longispina* sobre *B. longirostris* dentro del registro sedimentario, ya que, a pesar de que ambas especies son limnéticas, el incremento de las abundancias de *B. longirostris* estuvo relacionado al incremento de las abundancias

de las especies litorales - bentónicas, *Leydigia striata* y *Leydigia louisiana louisiana*. En diversos trabajos se ha utilizado la sucesión entre taxas del género *Bosmina* para inferir cambios en el estado trófico de los lagos (e. g., Goulden, 1964; Crisman y Whitehead, 1978; Hofmann, 1987; Whiteside y Swindoll, 1988; Lotter *et al.*, 1998; Korhola y Rautio, 2001; Vázquez-Molina *et al.*, 2016). De acuerdo con algunos estudios, *B. longispina* tiene una fuerte afinidad a sistemas de aguas frías y oligotróficas (e. g., Boucherle y Züllig, 1983; Korhola, 1999). Sin embargo, otros estudios señalan que *B. longispina* es un taxa tolerante al incremento en la acidificación de algunos sistemas lacustres (e. g., Whiteside, 1970; Nilssen, 1984; Uimonen-Simola y Tolonen, 1987; Fulton, 1988; Nilssen y Sandøy, 1990; Barros *et al.*, 2001; Wærvågen y Nilssen, 2011). Por otra parte, *B. longirostris* es una especie altamente tolerante al aumento en la productividad (e. g., Havens y DeCosta, 1985; Müller, 1985; Uimonen-Simola y Tolonen, 1987; Adamczuk, 2015). Trabajos recientes sostienen que *B. longispina* y *B. longirostris* pueden compartir la zona limnética debido a su capacidad generalista para alimentarse de casi cualquier tipo de fitoplancton, inclusive de especies tóxicas (e. g., Uimonen-Simola y Tolonen, 1987; Hofman y Winn, 2000; Szeroczyńska, 2002; Wærvågen y Nilssen, 2011; Beaver *et al.*, 2018). En términos de la extensión superficial, la relación entre las abundancias de *B. longirostris* y las abundancias de especies litorales - bentónicas, *Leydigia striata* y *Leydigia louisiana louisiana*, pudo ser resultado de la afinidad compartida entre estas taxa hacia ambientes eutróficos. Dado que la morfología de la laguna Metztlán es amplia y poco profunda, el área de superficie es mayor, por lo que la coexistencia entre especies limnéticas y litorales es posible.

El ordenamiento en el DCA indicó que *Leydigia striata* y *Leydigia louisiana louisiana* son especies asociadas a una profundidad somera (eje 1) y a condiciones de alta productividad (eje 2) en la laguna (Fig. 13). Como se mencionó anteriormente, los periodos donde se incrementaron las abundancias de los taxa del género *Leydigia* correspondieron a periodos donde se incrementaron las abundancias de *B. longirostris*. Las especies *Leydigia striata* y *Leydigia louisiana louisiana* son especies que pertenecen a un conjunto de especies que, si bien son litorales, son más

frecuentemente encontrados en la zona de bentos, actuando como raspadores del perifiton sobre rocas o alimentándose del detrito del fondo lacustre (e. g., Fryer, 1968; Whiteside, 1970; Flößner, 1985; Hann, 1989; Robertson, 1990; Brodersen, 1998; Korhola y Rautio, 2001; Amsinck *et al.*, 2003). Wojewódka *et al* (2016) mencionan que *Leydigia acanthocercoides* y *Leydigia louisiana* son especies tolerantes a condiciones de aguas turbias. Así mismo, Frolova (2017) señala que los miembros del género *Leydigia* pueden ser indicadores de la eutrofización en el fondo de los lagos.

Entre los taxa restantes, la ordenación del DCA sugiere que *Alona glabra* es una especie asociada a una profundidad somera (eje 1) y a condiciones de baja productividad (eje 2) en la laguna (Fig. 13). *Alona glabra* es una especie tropical poco estudiada que fue identificada y descrita recientemente para la región Neotropical (Sinev, 2001, 2015). Su morfología externa es similar a la especie *Coronatella rectangula* (antes llamada *Alona rectangula*), la cual se distribuye en lagos templados de la región Paleártica (Van Damme y Dumont, 2008). Esta última, ha sido hallada en ambientes poco profundos con abundante vegetación, principalmente en macrófitas sumergidas o dentro de la interfase sedimento - raíz (e. g., Fryer, 1980; Whiteside y Lindegaard, 1982; Amsinck *et al.*, 2003). En general, los estudios mencionan que las especies contenidas en el género *Alona* pueden distribuirse en diversos biotopos litorales, desde zonas lodosas o arenosas del bentos hasta en diferentes tipos de macrófitas (e. g., Hann, 1989; Korhola y Rautio, 2001; Amsinck *et al.*, 2003; Sakuma *et al.*, 2004; Debastiani-Júnior *et al.*, 2016). En el registro sedimentario MET-17-I, *A. glabra* presentó mayores abundancias cuando la proporción de Ti/Ca fue menor, es decir, en concentraciones altas de calcio, lo que puede estar relacionado con pocas descargas de terrígenicos hacia la laguna. Recientemente, *Coronatella rectangula* fue reportada como una especie tolerante a altas concentraciones de calcio disuelto en el Lago Lacandón del estado de Chiapas, México (Vázquez-Molina *et al.*, 2016). No obstante, es probable que ese estudio haya confundido a *Alona glabra* con *Coronatella rectangula* debido a su parecido morfológico, puesto que no hay trabajos de carácter taxonómico que

describan a *Coronatella rectangula* para la región Neotropical. Wojewódka *et al* (2016) señalaron que *A. glabra* es una especie altamente tolerante a cambios en las condiciones de oxigenación, altitud y conductividad, lo que podría significar una convergencia evolutiva entre *Alona glabra* y *Coronatella rectangula* para diferentes regiones biogeográficas dadas sus similitudes ecológicas.

El ordenamiento del DCA señaló que *Alona ossiani* es un taxa asociado a una profundidad somera (eje 1) y a condiciones de productividad media (eje 2) en la laguna (Fig. 13). Sin embargo, esta especie presentó abundancias en solo dos niveles contiguos del registro, cm 365 y 375, implicando que la ordenación respecto a otras especies en el eje 2 puede no reflejar de manera precisa su afinidad ecológica. *Alona ossiani*, es una especie tropical que pertenece al complejo *Alona affinis* (Sinev, 1998). Esta última, ha sido reportada para la región Paleártica de zonas árticas y subárticas (e. g., Harmsworth, 1968; Korhola y Rautio, 2001) asociada a condiciones de aguas frías con valores altos de acidez (Fryer, 1980). Algunos estudios (e. g., Robertson, 1990; Eyto *et al.*, 2002, Zawisza y Szeroczyńska, 2007; Milan, 2017) sugieren que *A. affinis* pertenece a un conjunto de especies pioneras que están adaptadas para colonizar nuevos ambientes en los cuales las macrófitas aún no se han establecido dentro de la zona litoral. Otros estudios mencionan que *A. affinis* es una especie que posee un elevado rango de tolerancia a cambios en la productividad (e. g., Korhola, 1999; Duigan y Birks, 2000; Filoc, 2017), mientras que algunos más recalcan que *A. affinis* puede estar asociada a la interfaz sedimento - raíz, macrófitas flotantes y/o macrófitas sumergidas (e. g., Duigan, 1992; Amsinck *et al.*, 2003; Debastiani-Junior *et al.*, 2016). Entre tanto, los registros acerca de *Alona ossiani* en la región Neotropical, reportan que es una especie que puede distribuirse a lo largo de un gradiente altitudinal, tolerando bajas temperaturas como su contraparte Paleártica, *A. affinis* (Sinev y Silva-Briano, 2012; Wojewódka *et al.*, 2016). Así mismo, *A. ossiani* es una especie que puede encontrarse dentro de ambientes litorales oligotróficos con abundante vegetación o tolerando incrementos en la productividad hacia ambientes eutróficos poco profundos (e. g., Vázquez-Molina *et al.*, 2016; Wojewódka *et al.*, 2016). La presencia

de *A. ossiani* en los primeros cm de la unidad litológica C podría estar relacionado a un evento post perturbación que favoreció el desarrollo de condiciones ambientales que permitieran la colonización temporal del sistema por este cladóceros.

El DCA indicó que *Chydorus* cf. *sphaericus* es una especie asociada a una profundidad somera (eje 1) y a condiciones de baja productividad (eje 2) en la laguna. Sin embargo, las abundancias de *Chydorus* cf. *sphaericus* fueron bajas a lo largo de la secuencia sedimentaria y estuvieron relacionadas con el incremento de las abundancias de *Bosmina longirostris*, lo que sugiere una tolerancia al incremento en la productividad de la laguna. En general, los estudios mencionan que *Chydorus sphaericus* es una especie cosmopolita que presenta grandes abundancias en ambientes eutróficos (e. g., Fryer, 1980; Whiteside y Lindegaard, 1982; Eyto *et al.*, 2002; Milan *et al.*, 2017). Algunos estudios han encontrado a esta especie en ambientes poco profundos con raíces, arena y lodo (e. g., Hann, 1989; Korhola y Rautio, 2001). Otros estudios, señalan que *Chydorus sphaericus* es una especie oportunista que invade ambientes perturbados, inclusive limnéticos, cuando disminuyen las abundancias de otros cladóceros por efecto de la eutrofización (e. g., Stansfield *et al.*, 1989; Lotter *et al.*, 1998; Brodersen *et al.*, 1998; Duigan y Birks, 2000).

En conclusión, la variabilidad ambiental local indicó cambios importantes en las dinámicas limnológicas de la laguna Metztitlán. Los ensambles de cladóceros aluden a cambios en la profundidad y/o área de superficie lacustre, así como variaciones en el estado trófico durante los últimos ~ 2,700 años. El incremento en las abundancias de las especies limnéticas, *B. longispina* y *B. longirostris*, señalaron aumentos en la profundidad y extensión longitudinal de la laguna, mientras que el incremento en las abundancias de las especies litorales, *L. striata*, *L. louisiana*, *A. glabra*, *Alona* sp. y *Chydorus* cf. *sphaericus*, refieren a condiciones de profundidad somera. El incremento de la eutrofización en la laguna Metztitlán fue denotado por los incrementos en las abundancias de la especie limnética, *B. longirostris*, y las

especies litorales - bentónicas, *L. striata* y *L. louisianaensis*, mientras que las condiciones de menor eutrofización fueron relacionadas a incrementos en las abundancias de las especies asociadas a macrófitas, *A. glabra* y *Alona* sp.

6.4 La variabilidad en la disponibilidad de humedad y su relación con ENSO

La reconstrucción paleoambiental en la laguna Metztitlán sugiere que la disponibilidad de humedad en la región ha sido altamente variable a través de los últimos ~ 2,700 años. El régimen de precipitación muestra fases importantes de debilitamiento del ciclo hidrológico, probablemente en respuesta a forzamientos intrínsecos que modificaron el clima regional. El registro geoquímico indicó la ocurrencia al menos un evento de sequía intenso entre ~ 1,700 y ~ 1,400 años cal. AP, así como una disminución en la frecuencia de descarga de lluvia entre ~ 2,700 y ~ 2,550 años cal. AP y de ~ 950 años cal. AP hacia el presente (Fig. 15).

Al comparar los cocientes de Ti/Ca y Rb/Ti con la cuantificación de la intensidad de color rojo (de aquí en adelante RCI, por sus siglas en inglés), asociada con la frecuencia (entre moderada y severa) de la fase positiva (El Niño) de ENSO, del registro sedimentario de la laguna Pallcacocha (Moy *et al.*, 2002), se observó que, el cociente de Rb/Ti se incrementa cuando la frecuencia de El Niño lo hace. De manera contraria, cuando el cociente de Ti/Ca se incrementa, los eventos de El Niño son menos frecuentes (Fig. 15). Por lo tanto, se infirió que los intervalos con anomalías negativas en la disponibilidad de humedad en Metztitlán (entre ~ 2,700 y ~ 2,550 años cal. AP, ~ 1,700 y ~ 1,400 años cal. AP y de ~ 950 años cal. AP) estuvieron asociados a los efectos de subsidencia y menor transporte de humedad causados por eventos de El Niño sobre el clima regional en el centro de México (Magaña *et al.*, 2003). De acuerdo a CONANP (2003), la laguna de Metztitlán presentó un evento de sequía entre los años 1997 y 1998, que fue seguido por un evento de inundación entre los años 1998 y 1999, los cuales correspondieron con años de El Niño y La Niña. Lo anterior, hace suponer que las anomalías climáticas por las fases de ENSO tienen efectos importantes sobre el ciclo hidrológico regional.

Algunos estudios sugieren que los períodos con baja frecuencia de El Niño durante el Holoceno tardío, fueron dominados por su contraparte, La Niña (e. g., Cobb *et al.*, 2003; Mann *et al.*, 2005, 2009; Zhang *et al.*, 2014; Park *et al.*, 2019). Los incrementos abruptos en los cocientes de Ti/Ca y Zr/Ca, entre ~ 1,050 y ~ 950 años cal. AP y entre ~ 425 y ~ 300 años cal. AP, sugieren un aumento del flujo terrígeno en relación a una mayor disponibilidad de humedad (Fig. 15). Las anomalías positivas en el régimen hídrico durante eventos La Niña, reflejadas en lluvias de alta magnitud e inundaciones (e. g., Cavazos y Hastenrath, 1990; de la Lanza-Espino *et al.*, 2011), podrían ser condiciones análogas de las lluvias torrenciales que se presentan en algunas costas occidentales del hemisferio sur durante eventos El Niño (e. g., Philander, 1990; Ortileb y Máchare, 1993; Poveda y Mesa, 1996; Moy *et al.*, 2002; Atwood y Sachs, 2014). El efecto de la lluvia torrencial no solo conlleva a un incremento en la descarga de pluvial, sino también a un intenso acarreo de materiales hacia la cuenca de captación por procesos de erosión. Este aporte terrígeno es regulado por las características regionales, por ejemplo, la presencia de vegetación y la forma de la cuenca (Sly, 1978; Gąsiorowski, 2008). Debido a que la región de Metztitlán muestra una reducida densidad en la cobertura vegetal sobre la zona de sotavento de la Sierra Madre Oriental (CONANP, 2003), es posible que el acarreo de materiales fuera mayor, y con ello, la deposición de los sedimentos aumentara la colmatación del fondo lacustre. En consecuencia, la profundidad de la laguna se habría mantenido relativamente baja a través de intervalos secos y húmedos durante los últimos ~ 2,700 años.

En conclusión, la elevada variabilidad regional de Metztitlán muestra una fuerte relación a forzamientos de escala multidecadal a través de los últimos ~ 2,700 años. Los intervalos con déficit de humedad, entre ~ 2,700 y ~ 2,550 años cal AP, ~ 1,700 y ~ 1,400 años cal. AP y de ~ 950 años cal. AP, parecen estar asociados con una alta frecuencia de eventos El Niño, mientras que los intervalos con incrementos en la tasa erosiva y mayor disponibilidad de humedad, entre ~ 1,050 y ~ 950 años cal. AP y entre ~ 425 y ~ 300 años cal. AP, podrían estar relacionados a eventos La Niña.

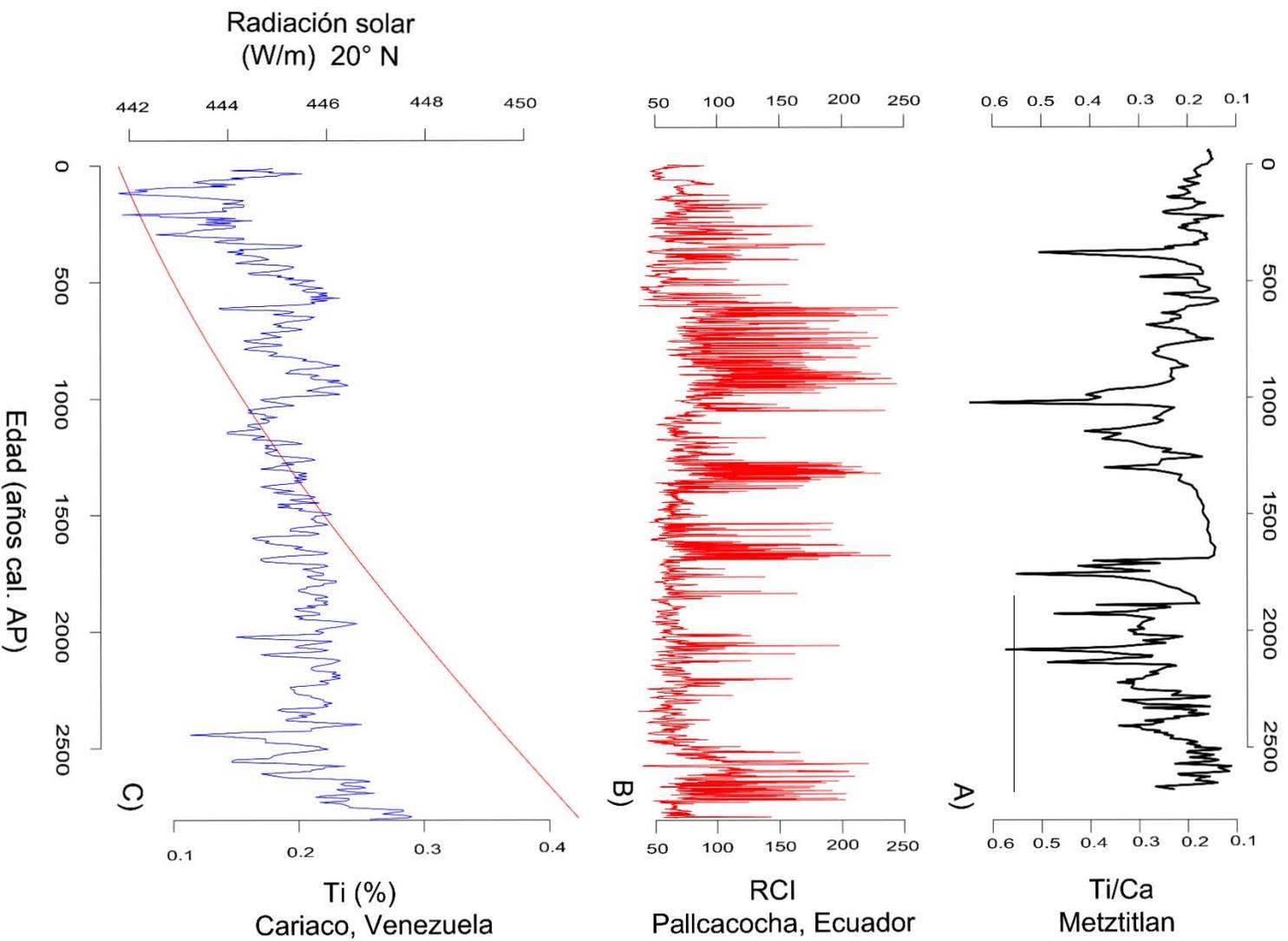


Figura 15.- Comparación entre: A) Cociente elemental de Ti/Ca (1:1) del registro sedimentario de la laguna Metztitlán asociado a condiciones de mayor disponibilidad de humedad regional; B) Cuantificación de la intensidad del color rojo (RCI) en los sedimentos del registro sedimentario de la laguna Pallacocha, Ecuador, asociada a la frecuencia de eventos (moderados a severos) de El Niño (Moy *et al.*, 2002); C) Porcentaje de Ti del registro sedimentario de la Fosa de Cariaco, Venezuela, asociado al reposicionamiento de la ITCZ hacia el hemisferio sur y radiación solar (W/m²) para 20° N (Paillard *et al.*, 1996) durante los últimos ~ 2,700 años.

6.5 La variabilidad ambiental en la laguna Metztlán

En el centro de México, los forzamientos externos son regulados por la orografía, lo que a su vez conlleva a la formación de gradientes de temperatura y precipitación regional (e. g., Caballero-Rodríguez *et al.*, 2018). A pesar de la cercanía entre los lagos del centro de México, diversos trabajos reportan historias paleoambientales con similitudes y discrepancias entre ellas (e. g., Caballero *et al.*, 2002; Lachniet *et al.*, 2012; 2017; Lozano-García *et al.*, 2007, 2010; Metcalfe *et al.*, 2007, 2015; Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2015; Park *et al.*, 2019). Las diferencias entre sitios están basadas en características regionales y locales, por ejemplo, el tipo de suelo, la cercanía con los océanos, forma de la cuenca, tipo de vegetación, composición faunística, posición latitudinal, sensibilidad a procesos intrínsecos, así como el grado de influencia humana (Cohen, 2003; Bradley, 2015; Caballero-Rodríguez *et al.*, 2018).

La laguna Metztlán es un sistema altamente sensible a la variabilidad climática. Las respuestas ambientales observadas en este trabajo parecen estar acopladas a las variaciones en el régimen hídrico ocurrido durante los últimos ~ 2,700 años. Por un lado, la geoquímica elemental manifestó cambios en la disponibilidad de humedad y variaciones en el gradiente redox del fondo lacustre. Los intervalos con mayor disponibilidad de humedad estuvieron asociados a eventos de lluvia torrencial, los cuales mantuvieron un balance entre el grado de colmatación y condiciones de mayor profundidad y/o extensión lacustre, mientras que los intervalos con menor disponibilidad de humedad se caracterizaron por un menor acarreo de terrígenicos y condiciones de profundidad somera. Por otra parte, los ensambles de especies de cladóceros señalaron cambios en la profundidad, extensión superficial y estado trófico de la laguna, los cuales fueron consistentes con la variabilidad en la disponibilidad de humedad. De acuerdo con los remanentes subfósiles, los intervalos de mayor productividad en la laguna estuvieron asociados a condiciones de mayor disponibilidad de humedad, cuando se incrementó el arrastre de terrígenicos, y con ello el aporte de nutrientes hacia la laguna, mientras

que las condiciones de menor productividad estuvieron asociados a intervalos de menor disponibilidad de humedad y al desarrollo de la zona litoral con macrófitas, bajo condiciones de profundidad somera.

La reconstrucción paleoambiental de la laguna Metztitlán sugiere que el clima regional ha ido cambiando hacia condiciones más secas, una tendencia probablemente asociada al desplazamiento meridional de la ITCZ. No obstante, la evidencia en los remanentes subfósiles sugiere que la laguna Metztitlán incrementó su área superficial a partir del año ~ 750 cal. AP, indicando una extensión de la laguna similar a las condiciones actuales (Sigala *et al.*, 2017). Este cambio pudo ser debido al aumento de la colmatación del fondo lacustre durante los intervalos de mayor disponibilidad de humedad, los cuales incrementaron las descargas de terrígenicos y permitieron un mayor alcance de la laguna en las zonas bajas circundantes. En términos de la variabilidad de corto plazo, la reconstrucción paleoambiental sugiere un clima regional altamente variable. Los cambios en la disponibilidad de humedad parecen estar relacionados con la frecuencia de eventos ENSO (Fig. 15). En particular, los periodos con alta frecuencia de eventos El Niño condujeron a intervalos de debilitamiento del ciclo hidrológico o sequías temporales, que, a su vez, estuvieron relacionadas con condiciones de profundidad somera en la laguna.

A continuación, se describe el desarrollo de los ambientes locales y regionales a través de una discretización artificial del registro. Las etapas identificadas están contextualizadas en los eventos climáticos acontecidos durante el Holoceno tardío, y en relación con los eventos antrópicos ocurridos en el centro y sur de México para la temporalidad estudiada.

Etapas I. Entre ~ 2,700 y ~ 2,550 años cal. AP.

Los sedimentos más antiguos de la reconstrucción paleoambiental corresponden con un intervalo dominado por las especies litorales - bentónicas,

Leydigia lousi lousi y *Leydigia striata* (Fig. 17). Estas especies presentan una afinidad a condiciones de alta eutrofización y profundidad somera (e. g., Wojewodka *et al.*, 2016; Frolova, 2017). El ensamble estuvo caracterizado por especies tolerantes a la eutrofización, entre ellas *B. longispina*, *B. longirostris* (e. g., Wærvågen y Nilssen, 2011; Beaver *et al.*, 2018) y *A. ossiani* (Vázquez-Molina *et al.*, 2016). Este ensamble sugiere la presencia de especies pioneras que se establecieron en un ambiente perturbado (e. g., Eyto *et al.*, 2002, Zawisza y Szeroczyńska, 2007; Milan, 2017). La presencia de especies limnéticas pudo ser debido a su rango de tolerancia, al tiempo que, sus bajas abundancias indicaron un ambiente lacustre poco profundo. De esta manera, la etapa I corresponde con un ambiente poco profundo y de condiciones de alta productividad (Fig. 18).

Los valores de Ti (Ti/Ca) y Zr (Zr/Ca) fueron bajos, mientras que los valores de Rb y Sr (Rb/Ti y Sr/Rb) fueron altos, indicando condiciones de baja disponibilidad de humedad (Fig. 17). Estas condiciones fueron consistentes con las reflejadas por el ensamble de cladóceros, los cuales sugieren un ambiente somero. La etapa I corresponde con los primeros cm de la unidad litológica C, la cual se infirió es un intervalo subsecuente a un evento de depósito instantáneo de materiales gruesos. Este evento pudo modificar las condiciones de la laguna, y promover el establecimiento de las especies pioneras antes mencionadas.

Las condiciones ambientales observadas entre ~ 2,700 y ~ 2,550 años cal. AP parecen estar relacionadas a una señal continental. Las condiciones de profundidad somera y menor disponibilidad de humedad regional en Metztitlán son consistentes con los registros del centro y sur de México, los cuales reportan sequías y condiciones someras en lagos del centro de México (Fig. 16). En la Piscina de Yuriria (Guanajuato), Metcalfe y Hales (1994) reportaron condiciones secas entre ~ 2,600 y ~ 2,500 años cal. AP (650 - 550 años AEC). En Zacapu (Michoacán), Metcalfe (1995) reportó un evento de sequía entre ~ 3,000 y ~ 2,500 años cal. AP (1,050 - 550 años AEC). En Pátzcuaro (Michoacán), Metcalfe *et al.* (2007) reportaron condiciones de sequía entre ~ 2,800 y ~ 2,400 años cal. AP (850

- 450 años AEC). En Aljojuca (Puebla), Bhattacharya *et al* (2015) reportaron un incremento del $\delta^{18}\text{O}$ entre $\sim 2,900$ y $\sim 2,600$ años cal. AP (950 - 650 años AEC), que estaría relacionado a condiciones de mayor evaporación. Asimismo, los registros del sur de México han reportado condiciones de menor disponibilidad de humedad similares a los registros del centro de México (Fig. 16). En Chichancanab (Yucatán), Hodell *et al* (1995) reportaron una etapa de condiciones húmedas entre $\sim 2,700$ y $\sim 2,650$ años cal. AP (750 - 700 años AEC), seguido por un cambio abrupto hacia condiciones secas entre $\sim 2,650$ y $\sim 2,550$ años cal. AP (700 - 600 años AEC). En Aguada X'caamal (Yucatán), Hodell *et al* (2005) reportaron una etapa de condiciones secas entre $\sim 3,200$ y $\sim 2,600$ años cal. AP (1,250 - 650 años AEC), seguida por una etapa húmeda entre $\sim 2,600$ y $\sim 2,300$ años cal. AP (650 - 350 años AEC). Por el contrario, en Punta Laguna (Yucatán), Curtis *et al* (1996) reportaron una etapa de condiciones húmedas entre $\sim 3,300$ y $\sim 1,785$ años cal. AP (1,350 años AEC - 165 años EC).

Etapa II. Entre $\sim 2,550$ y $\sim 1,700$ años cal. AP.

Durante esta etapa se presentaron cambios en los ensambles de especies debido a un aumento en la profundidad lacustre. Entre $\sim 2,550$ y $\sim 2,300$ años cal. AP, las especies litorales - bentónicas, *L. louisiana* y *L. striata*, disminuyeron sus abundancias, mientras que se incrementaron las abundancias de las especies litorales asociadas a macrófitas, *Alona* sp. y *Alona ossiani*, y las especies limnéticas, *B. longispina* y *B. longirostris* (Fig. 17). La presencia de *Alona* sp. y *A. ossiani*, sugiere un ambiente litoral con baja productividad en la laguna debido a su afinidad a las macrófitas (e. g., Amsinck *et al.*, 2003; Sakuma *et al.*, 2004; Debastiani-Júnior *et al.*, 2016). Posteriormente, entre $\sim 2,300$ y $\sim 1,875$ años cal. AP, se incrementaron las abundancias de los taxa limnéticos, *B. longispina* y *B. longirostris*, y los taxa litorales - bentónicos, *L. louisiana* y *L. striata*, mientras que los taxa asociados a macrófitas desaparecieron (Fig. 17). Este ensamble sugiere una mayor profundidad lacustre y una mayor productividad en la laguna debido a la presencia de taxa tolerantes a la eutrofización (Fig. 18). Por último, entre $\sim 1,875$ y $\sim 1,700$ años cal.

AP, las abundancias de los taxa limnéticos y bentónicos disminuyeron gradualmente hasta alcanzar valores mínimos. Lo anterior hace suponer que el sistema lacustre estuvo sujeto a una disminución gradual de la profundidad lacustre y de los aportes de nutrientes. En resumen, la etapa II muestra un intervalo de mayor profundidad con cambios en la productividad de la laguna.

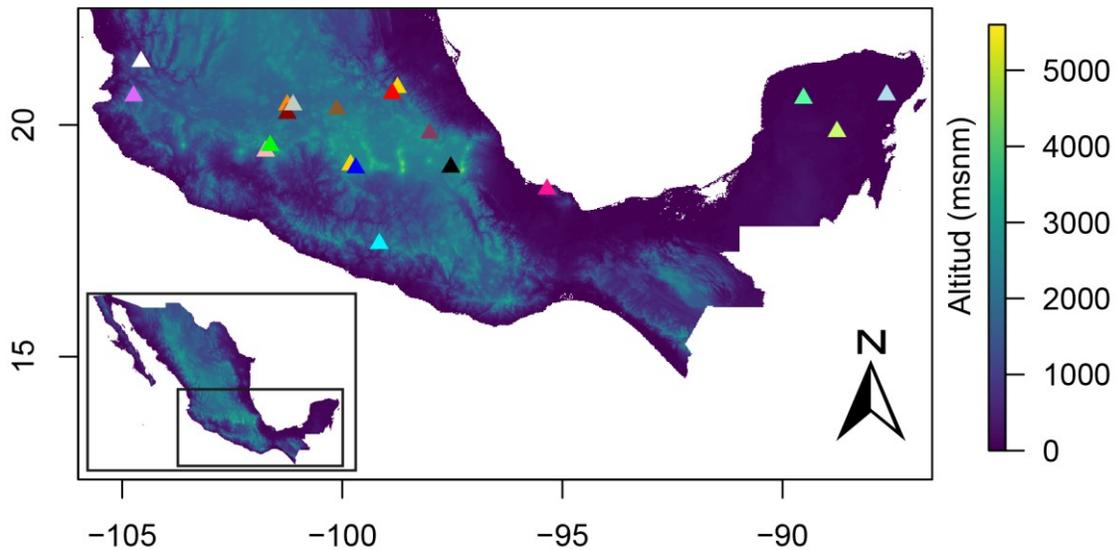
En la etapa II, se incrementaron gradualmente los valores de Ti (Ti/Ca) y Zr (Zr/Ca), al tiempo que disminuían los valores de Rb (Rb/Ti) y Sr (Sr/Rb), indicando un aumento en la disponibilidad de humedad (Fig. 17). Sin embargo, tanto los valores de Ti y Zr mostraron una variabilidad de alta frecuencia, aludiendo a procesos erosivos rápidos. Por su parte, los valores de Fe (Fe/Ti) y Mn (Mn/Ti) disminuyeron entre ~ 2,550 y ~ 1,875 años AP, y aumentaron entre ~ 1,875 y ~ 1,700 años AP (Fig. 17). El aumento en la disponibilidad de humedad en esta etapa sugiere un incremento gradual en el aporte de terrigénicos. Como resultado, la laguna muestra un patrón de remplazo de especies. En primer lugar, entre ~ 2,550 y ~ 2,300 años cal. AP, el aumento en la disponibilidad de humedad permitió el desarrollo de la zona litoral somera con macrófitas y con ello la disminución de nutrientes en la laguna. Sin embargo, entre ~ 2,200 y ~ 1,875 años cal. AP, la descarga pluvial incrementó la profundidad lacustre, lo que sobrepasó la zona litoral. Además, el aumento de terrigénicos favoreció el establecimiento de los taxa limnéticos y bentónicos (Fig. 17). La tendencia decreciente de los valores de Fe y Mn entre ~ 2,550 y ~ 1,875 años cal. AP, sugieren mayores condiciones de oxigenación del fondo lacustre, debido a una mayor profundidad en la laguna. Entre ~ 1,875 y ~ 1,800 años cal. AP, los valores de Ti y Zr mostraron una caída abrupta, indicando condiciones de menor disponibilidad de humedad, posteriormente estos valores se incrementaron entre ~ 1,800 y ~ 1,700 años cal. AP. La disminución en las abundancias de cladóceros sugiere condiciones someras al final de esta etapa (Fig. 17).

En los registros del centro de México, en Zacapu (Michoacán), Metcalfe (1995) reportó una etapa húmeda entre ~ 2,500 y ~ 2,400 años cal. AP (650 - 450

años AEC). En Chignahuapan (Puebla), Caballero *et al* (2002) reportaron una etapa de condiciones húmedas que relacionaron a una profundidad lacustre alta entre ~ 2,500 y ~ 2,000 años cal. AP (550 - 50 años AEC). Posteriormente, reportaron una disminución abrupta de la profundidad entre ~ 2,000 y ~ 800 años cal. AP (50 años AEC - 1,150 años EC), asociada al aumento de la erosión por deforestación y agricultura local. En Lago Verde (Veracruz), Lozano - García *et al* (2010) infirieron una profundidad somera entre ~ 2,200 y ~ 1,935 años cal. AP (250 años AEC - 15 años EC). Sin embargo, estas condiciones estuvieron relacionadas al origen volcánico del lago, que se desarrolló bajo condiciones relativamente húmedas. En Juxtlahuaca (Guerrero), Lachniet *et al* (2012, 2017) registraron una alta variabilidad en los valores del $\delta^{18}\text{O}$, indicando un régimen de precipitación variable. Su trabajo reportó una etapa seca entre ~ 2,104 y ~ 1,964 años cal. AP (154 años AEC - 14 años EC), seguida de una etapa húmeda entre ~ 1,964 y ~ 1,758 años cal. AP (14 - 192 años EC). Posteriormente, observaron diversas sequías entre ~ 1,758 y ~ 1,620 años cal. AP (192 - 330 años EC). En Aljojuca (Puebla), Bhattacharya *et al* (2015) registraron una disminución abrupta del $\delta^{18}\text{O}$ entre ~ 2,600 y ~ 1,900 años cal. AP (650 - 50 años AEC), infiriendo un aumento en la precipitación, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ aumentó gradualmente entre ~ 1,900 y ~ 1,450 años cal. AP (50 años AEC - 500 EC), indicando una menor disponibilidad de humedad. En cuanto a los trabajos del sur de México, los registros sedimentarios indicaron condiciones hidrológicas contrastantes. En Chichancanab (Yucatán), Hodell *et al* (1995) reportaron una etapa de condiciones húmedas ~ 2,550 y ~ 2450 años AP (600 - 500 años AEC), seguida de una etapa seca entre ~ 2,450 y ~ 1,100 años AP (500 años AEC - 800 años EC). Por el contrario, en Aguada X'caamal (Yucatán), Hodell *et al* (2005) reportaron una etapa húmeda entre ~ 2,600 y ~ 2,300 años AP (650 - 350 años AEC), seguida de una etapa seca de ~ 2,300 años AP (350 años AEC) hacia el presente. En Punta Laguna (Yucatán), Curtis *et al* (1996) reportaron condiciones relativamente húmedas entre ~ 3,000 y ~ 1,785 años AP (1,050 años AEC - 165 años EC), seguidas de un cambio abrupto a condiciones secas alrededor del año ~ 1,785 AP (165 años EC), que se mantuvieron hasta el año ~ 900 AP (1,050 años EC).

El contexto arqueológico de esta etapa correspondió con la transición entre el período Preclásico (2,500 años AEC - 200 años EC) y el período Clásico temprano (200 - 550 años EC) (Delgado de Cantú, 2015). Los registros en Zacapu (Michoacán) (Metcalfe, 1995), Chignahuapan (Puebla) (Caballero *et al.*, 2002) y Lago Verde (Veracruz) (Lozano-García *et al.*, 2010) mostraron una fuerte influencia de actividades humanas, particularmente por agricultura, que pudieron haber afectado la profundidad lacustre de estos lagos en temporalidades similares. De acuerdo con Cowgill (1997, 2015), la cultura Teotihuacana floreció entre ~ 2,050 y ~ 1,700 años cal. AP (100 años AEC - 200 años EC) durante la transición del Preclásico tardío al Clásico temprano. El crecimiento poblacional en Teotihuacan coincidió con los intervalos húmedos de Juxtlahuaca entre ~ 1,964 y ~ 1,758 años cal. AP (Lachniet *et al.*, 2012, 2017) y Metztitlán entre ~ 2,550 y ~ 1,700 años cal. AP. Por otra parte, Pool y Ohnersorgen (2003) mencionan que la capital olmeca Tres Zapotes, al sur de Lago Verde (Veracruz), tuvo una reducción poblacional entre ~ 1,850 y ~ 1,650 años cal. AP (100 - 300 años EC), que podría estar relacionada con la sequía registrada en la laguna Metztitlán entre ~ 1,875 y ~ 1,800 años cal. AP. El registro en la laguna Pallcacocha (Ecuador) muestra un incremento de eventos El Niño cerca del año ~ 1,875 cal. AP (Fig. 17) que pudieron haber afectado el régimen hidrológico del centro de México al final de la etapa II.

Las condiciones ambientales durante esta etapa estarían relacionadas a una señal regional debido a las similitudes entre las reconstrucciones ambientales de diversos lagos del centro de México y los estudios arqueológicos basados en el asentamiento de la cultura Teotihuacana en el altiplano mexicano. Las condiciones de mayor disponibilidad de humedad durante la etapa II muestran poca influencia del forzamiento intrínseco, El Niño (Fig. 17). No obstante, los registros al sur de México muestran una mayor variabilidad climática respecto al centro de México. Las dinámicas al sur de México difieren de la zona central, dado que la Península de Yucatán se encuentra sujeta a los sistemas oceánicos adyacentes, los cuales pudieron presentar otros forzamientos que modificarían la disponibilidad de humedad durante esta etapa (e. g, Wang *et al.*, 2006; Bernal *et al.*, 2011).



- | | | | | |
|------------------|-----------------|--------------|----------------|----------------|
| △ St. M. del Oro | ▲ Parangueo | ▲ El Sol | ▲ Juxtlahuaca | ▲ X'caamal |
| ▲ Juanacatlán | ▲ Zacapu | ▲ La Luna | ▲ Chignahuapan | ▲ Punta Laguna |
| ▲ Zirahuén | ▲ P. de Yuriria | ▲ Metztitlán | ▲ Aljojuca | ▲ Chichancanab |
| ▲ Pátzcuaro | ▲ Amealco | ▲ Atezca | ▲ Los Tuxtlas | |

Fig. 16. Mapa del centro y sur de México indicando la elevación (msnm) y ubicación geográfica de los archivos paleoambientales discutidos en el texto: Piscina de Yuriria (Metcalf y Hales, 1994); Chichancanab (Hodell *et al.*, 1995); Zacapu (Metcalf, 1995); Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996); Atezca (Conserva y Byrne, 2002); Chignahuapan (Caballero *et al.*, 2002); Zirahuén (Davies *et al.*, 2004); X'caamal (Hodell *et al.*, 2005); Pátzcuaro (Metcalf *et al.*, 2007); Lago Verde, Los Tuxtlas (Lozano-García *et al.*, 2007a, 2007b); Juanacatlán (Metcalf *et al.*, 2010); Amealco (Stahle *et al.*, 2011); Juxtlahuaca (Lachniet *et al.*, 2012, 2017), El Sol y La Luna, Nevado de Toluca (Cuna *et al.*, 2014), Aljojuca (Bhattacharya *et al.*, 2015), Santa María del Oro (Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2015), Parangueo (Park *et al.*, 2019), Metztitlán (este estudio).

Etapa III. Entre ~ 1,700 y ~ 1,400 años cal. AP.

En esta etapa no hubo presencia de remantes subfósiles, lo que sugiere que una profundidad lacustre muy baja (Fig. 17 - 18). Los valores de Ti (Ti/Ca) y Zr (Zr/Ca) disminuyeron de forma abrupta, mientras que lo hacían de manera contraria el Rb (Rb/Ti) y el Sr (Sr/Rb), indicando una menor disponibilidad de humedad. A su vez, los valores de Fe (Fe/Ti) y Mn (M/Fe) se incrementaron gradualmente, indicando una menor oxigenación en la laguna, lo que probablemente fue resultado de la disminución de la profundidad (Fig. 17). Estas condiciones sugieren un déficit

en la disponibilidad de humedad que pudo verse reflejado en forma de sequía durante la etapa III (Fig. 18).

Diversos estudios del centro y sur de México coinciden con esta etapa de condiciones secas. En la Piscina de Yuriria (Guanajuato), Metcalfe y Hales (1994) reportaron una etapa de condiciones secas entre ~ 1,540 y ~ 800 años cal. AP (410 - 1,150 años EC). En Chignahuapan (Puebla), Caballero *et al* (2002) reportaron una profundidad somera entre ~ 2,000 y ~ 800 años cal. AP (50 años AEC - 1,150 años EC). En Lago Verde (Veracruz), Lozano - García *et al* (2010) reportaron una profundidad lacustre somera entre ~ 1,935 y ~ 1,150 años cal. AP (15 - 800 años EC). En Juanacatlán (Jalisco), Metcalfe *et al* (2010) señalaron una etapa de condiciones secas entre ~ 1,650 y ~ 1,050 años cal. AP (300 - 900 CE). En Juxtlahuaca (Guerrero), Lachniet *et al* (2012, 2017) registraron un régimen de precipitación variable. Estos autores reportaron una etapa seca entre ~ 1,758 y ~ 1,620 años cal. AP (192 - 420 años EC), una etapa húmeda entre ~ 1,620 y ~ 1,530 años cal. AP (330 - 420 años EC) y otra seca entre ~ 1,530 y ~ 1,270 años cal. AP (420 - 680 años EC). En Aljojuca (Puebla), Bhattacharya *et al* (2015) registraron un incremento del $\delta^{18}\text{O}$ entre ~ 1,900 y ~ 1,450 años cal. AP (50 - 500 años EC), indicando una mayor evaporación en el lago. Por el contrario, en Zacapu (Michoacán), Metcalfe (1995) entre ~ 1,500 y ~ 900 años cal. AP (450 - 1,150 años EC) y en Santa María del Oro (Nayarit), Rodríguez - Ramírez *et al* (2015) entre ~ 2,050 y ~ 1,450 años cal. AP (100 años AEC - 500 años EC), reportaron condiciones húmedas. De igual manera, en Atezca (Hidalgo), Conserva y Byrne (2002) reportaron una etapa de ocupación humana cerca de la laguna entre ~ 1,670 y ~ 1,060 años cal. AP (280 - 890 años EC), asociada a cambios en la composición vegetal por actividades de deforestación y agricultura, las cuales pueden estar relacionadas a condiciones climáticas favorables. En cuanto al sur de México, en Chichancanab, Hodell *et al* (1995) reportaron una tendencia hacia condiciones secas entre ~ 2,450 y ~ 1,100 años cal. AP (500 años AEC - 850 años EC). En Punta Laguna (Yucatán), Curtis *et al* (1996) reportaron un cambio abrupto hacia condiciones secas entre ~ 1,785 y ~ 900 años cal. AP (165 - 1,050 años EC). En

Aguada X'caamal, Hodell *et al* (2005) reportaron condiciones secas en la laguna entre ~ 2,300 y ~ 550 años cal. AP (350 años AEC - 1,400 años EC).

El contexto arqueológico de esta etapa corresponde con el periodo Clásico temprano (200 - 550 EC). Durante este periodo, las grandes ciudades - Estado de las culturas Teotihuacana y Maya presentaron su auge cultural al centro y sur de México, respectivamente (Menes 2013; Cowgill, 2015; Delgado de Cantú, 2015). Sin embargo, las reconstrucciones paleoambientales refieren un cambio hacia condiciones secas alrededor del año 250 EC (~ 1,700 cal. AP) (e. g., Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001; Caballero *et al.*, 2002; Lozano-García *et al.*, 2010; Metcalfe, 2010; Lachniet *et al.*, 2012, 2017). No está claro si el crecimiento poblacional de los centros urbanos, junto con el aumento en las actividades antrópicas, relacionadas al cambio de uso de suelo, pudieron haber modificado el clima regional durante esta etapa (e. g., Curtis *et al.*, 1996; Curtis *et al.*, 1998; Hodell *et al.*, 2001; Franco-Gaviria, 2014).

De acuerdo con Hodell *et al* (2001), la persistencia en el déficit de humedad durante la etapa III, fue resultado de una mayor irradiancia solar ocurrida entre ~ 1,700 y ~ 870 años cal. AP. Los registros del $\delta^{18}\text{O}$ en Chichancanab y Punta Laguna muestran un aumento en sus concentraciones al tiempo que disminuye la concentración del radionucleido cosmogénico $\Delta^{14}\text{C}$ (Bard *et al.*, 1997). Los radionucleidos cosmogénicos disminuyen su producción cuando el campo electromagnético solar es más fuerte, es decir, cuando aumenta la reflexión de radiación cósmica en la heliosfera por el incremento de la actividad solar. Por lo tanto, menos rayos de partículas cósmicas inciden sobre elementos estables presentes en la atmósfera, que en condiciones normales tienden a producir radionucleidos cosmogénicos (Steinhilber y Beer, 2011). El incremento de la irradiancia solar puede intensificar la relación evaporación/precipitación, aumentar la radiación de luz ultravioleta y afectar la producción de ozono, así como, incrementar el calentamiento de la estratósfera, y con ello, afectar los patrones de circulación en la tropósfera debido al sistema acoplado de las capas atmosféricas

(e. g., Hodell, *et al.*, 2001; Mann *et al.*, 2005; Mann *et al.*, 2009; Diaz *et al.*, 2011; Maliniemi, 2016). Asimismo, el registro en el lago Pallcacocha (Ecuador) (Moy *et al.*, 2002), registró un incremento de la frecuencia de eventos de El Niño entre ~ 1,700 y ~ 1,550 años cal. AP (Fig. 17), que podrían ser resultado del cambio en los patrones de circulación, los cuales indujeron condiciones de menor disponibilidad de humedad regional.

Las condiciones ambientales observadas en esta etapa para la región de Metztitlán estuvieron acopladas tanto a los registros del centro y sur de México, con algunas excepciones (e. g., Zacapu, Atezca y Santa María del Oro), aludiendo que estas condiciones son parte de una señal continental. Es importante discutir que los lagos de Atezca y Metztitlán se encuentran a una distancia de ~ 16 km, los cuales muestran discrepancias en sus reconstrucciones paleoambientales durante este período. No obstante, la variabilidad asumida en esta etapa debido a forzamientos externos, pudo afectar de manera distinta ambos sistemas lacustres debido a sus características climáticas locales. Por un lado, Atezca presenta un clima húmedo con baja estacionalidad (entre mayo y noviembre), una precipitación media anual de 1,713 mm y una evaporación de 1,034 mm (Conserva y Byrne, 2002; Sigala *et al.*, 2017). Por su parte, Metztitlán presenta un clima entre seco y semiseco de mayor estacionalidad (entre mayo y septiembre), una precipitación media anual de 400 mm y una evaporación media anual de 1,088 mm (Sigala *et al.*, 2017; ICE, 2019). Dichas diferencias pudieron generar respuestas disímiles a los forzamientos externos, mostrando respuestas ambientales contrastantes.

Etapa IV. Entre ~ 1,400 y ~ 950 años cal. AP.

Esta etapa estuvo caracterizada por la dominancia de especies asociadas a mayores condiciones de productividad. Entre ~ 1,400 y ~ 1,200 años cal. AP, se incrementaron las abundancias de las especies limnéticas, *B. longispina* y *B. longirostris*. Este ensamble sugiere mayores condiciones de profundidad lacustre. Sin embargo, las abundancias fueron mínimas en comparación con las etapas

previas (Fig. 17). Posteriormente, entre $\sim 1,200$ y ~ 950 años cal. AP, se incrementaron las abundancias del taxa bentónico, *L. louisianaensis*, y el taxa litoral, *Chydorus cf. sphaericus* (Fig. 17). Este ensamble sugiere condiciones de mayor productividad debido a la presencia de especies con afinidad y/o tolerancia a la eutrofización (e. g., Eytzinger *et al.*, 2002; Szeroczyńska, 2002; Wærvågen y Nilssen, 2011; Wojewódka *et al.*, 2016; Frolova, 2017; Milan *et al.*, 2017; Beaver *et al.*, 2018) (Fig. 18). Asimismo, el ensamble indicó condiciones de profundidad somera, ya que, las especies limnéticas no incrementaron sus abundancias respecto al intervalo ocurrido entre $\sim 1,400$ y ~ 1200 años cal. AP (Fig. 17).

Durante esta etapa, se incrementaron los valores de Ti (Ti/Ca) y Zr (Zr/Ca), mientras que los de Rb (Rb/Ti) y Sr (S/Rb) disminuyeron (Fig. 17). Estas condiciones sugieren una mayor disponibilidad de humedad regional. No obstante, la variabilidad de los valores de Ti y Zr fue de baja frecuencia respecto a la etapa entre $\sim 2,550$ y $\sim 1,700$ años cal. AP. Los incrementos en los valores de Ti y Zr estuvieron separados por intervalos donde se presentaron valores altos de Ca (Fig. 17). Estos intervalos sugieren sequías temporales, en las cuales los taxa limnéticos no pudieron incrementar sus abundancias debido a que probablemente la laguna permaneció con una profundidad somera (Fig. 18). El incremento de especies litorales - bentónicas y la disminución en la oxigenación del fondo lacustre pueden estar asociadas a la eutrofización de la laguna como resultado de descargas de terrígenos y nutrientes relacionados a los picos de Ti y Zr. Así, la evidencia conjunta entre remanentes subfósiles y la geoquímica elemental sugiere que el clima regional fue altamente variable a través de la etapa IV.

Los registros del centro y sur de México muestran intervalos de sequía que ocurrieron durante la etapa IV en Metztitlán. En la Piscina de Yuriria (Guanajuato), Metcalfe y Hales (1994) reportaron un periodo de sequía intenso entre $\sim 1,300$ y ~ 800 años cal. AP (650 - 1150 CE). En Zacapu (Michoacán), Metcalfe (1995) reportó un evento de sequía intenso cerca del año 950 cal. AP (900 CE). En Chignahuapan (Puebla), Caballero *et al* (2002) indicaron que la profundidad lacustre se mantuvo

somera entre ~ 2,000 y ~ 800 años cal. AP (50 años AEC - 1,150 años EC). Además, se hizo hincapié en el intervalo ocurrido entre ~ 1,400 y ~ 1,050 años cal. AP (550 - 900 años EC), como la etapa más seca registrada en la laguna Chignahuapan. En Lago Verde (Veracruz), Lozano - García *et al* (2010) reportaron una etapa de profundidad somera entre ~ 1,935 y ~ 1,150 años cal. AP (15 - 800 años EC), seguida de una etapa húmeda donde aumentó la profundidad lacustre entre ~ 1,150 y ~ 520 años cal. AP (800 - 1,430 años EC). En Juanacatlán (Jalisco), Metcalfe *et al* (2010) reportaron una etapa de condiciones secas entre ~ 1,650 y ~ 1,050 años cal. AP (300 - 900 CE). En la región de Amealco (Querétaro), Stahle *et al* (2011) indicaron un incremento en la disponibilidad de humedad entre ~ 1,065 y ~ 1,053 años cal. AP (885 - 897 años EC), seguido de una etapa seca entre ~ 1,053 y ~ 1,030 años cal. AP (897 - 920 años EC). En Juxtlahuaca (Guerrero), Lachniet *et al* (2012, 2017), indicaron un régimen hídrico cambiante, primero una etapa seca entre ~ 1,530 y ~ 1,270 años cal. AP (420 - 680 años EC), seguida de un cambio abrupto a condiciones húmedas entre ~ 1,270 y ~ 1,260 años cal. AP (680 - 690 años EC), una etapa seca entre ~ 1260 y ~ 1090 años cal. AP (690 - 860 años EC), y otra húmeda entre ~ 1,090 y ~ 900 años cal. AP (860 - 1,050 años EC). En Aljojuca (Puebla), Bhattacharya *et al* (2015) registraron los valores más altos del $\delta^{18}\text{O}$ entre ~ 1,450 y ~ 800 años cal. AP (500 - 1,150 años EC), señalando el período más seco del registro. En Santa María del Oro (Nayarit), Rodríguez - Ramírez *et al* (2015), reportaron una etapa seca entre ~ 1,450 y ~ 950 años cal. AP (500 - 1,000 años EC), la cual se acentuó entre ~ 1,350 y ~ 1,150 años cal. AP (600 - 800 años EC). En Parangueo (Guanajuato), Park *et al* (2019) señalaron una tendencia hacia condiciones secas entre ~ 1,550 y ~ 1,350 años cal. AP (400 - 600 años EC), que se mantuvieron entre ~ 1,350 y ~ 600 años cal. AP (600 - 1,350 años EC). Por el contrario, Conserva y Byrne (2002) en Atezca (Hidalgo), reportaron un intervalo húmedo entre ~ 1,670 y ~ 1,060 años cal. AP (280 - 890 años EC). Al sur de México, en Chichancanab (Yucatán), Hodell *et al* (1995) señalaron que las condiciones secas se acentuaron entre ~ 1,300 y ~ 1,100 años cal. AP (650 - 850 años EC). En Punta Laguna (Yucatán), Curtis *et al* (1996) indicaron que el déficit de humedad alcanzó su máximo de sequía entre ~ 1,225 y ~ 900 años cal. AP (725 - 1,050 años

EC). En Aguada X'caamal (Yucatán), Hodell *et al* (2005) reportaron que las condiciones secas se intensificaron alrededor del año 600 cal. AP (1,350 EC).

En la región Mesoamericana, esta etapa corresponde con el período Clásico terminal o período Epiclásico (650 - 900 EC) (Ponce de León *et al.*, 2006; Nalda, 2007) al final del período Clásico tardío (550 - 800 EC) (Menes, 2013; Delgado de Cantú, 2015). Caballero *et al* (2002), mencionaron que las condiciones de menor humedad permitieron el desarrollo de numerosas islas artificiales dentro de la laguna Chignahuapan (Puebla). Por su parte, Lozano - García *et al* (2010) en Lago Verde (Veracruz), indicaron una reducción de la ocupación humana entre ~ 1,150 y ~ 520 años cal. AP (800 - 1430 EC). Entre tanto, Rodríguez - Ramírez *et al* (2015) en Santa María del Oro (Nayarit), mencionaron que la etapa más seca reportada en su trabajo (~1,450 - ~ 950 años cal. AP) pudo estar relacionada con los cambios culturales a final del Clásico. Metcalfe y Hales (1994) en la Piscina de Yuriria (Guanajuato), y Lachniet *et al* (2012, 2017) en Juxtlahuaca (Guerrero), sugieren que las sequías en sus registros contribuyeron tanto al colapso de la cultura Teotihuacana como a la caída de Monte Alban (Oaxaca) durante el Clásico terminal (Sanders, 1979; Cowgill, 1997, 2015; Marcus y Flannery, 2000). En cuanto al sur de México, estudios de carácter arqueológico sugieren que el colapso Maya aconteció entre ~ 1,200 y ~ 1,050 años cal. AP (750 - 900 EC) al final del período Clásico tardío (Lowe, 1985; Gill, 2001).

Durante esta etapa de menor disponibilidad de humedad, ocurrió un incremento de las concentraciones del $\delta^{18}\text{O}$ en Chichancanab y Punta Laguna (Hodell *et al.*, 2001), así como una disminución del $\Delta^{14}\text{C}$ (Bard *et al.*, 1997), lo cual indicó un aumento de la irradiancia solar que pudo estar asociado al colapso de la cultura Maya entre ~ 1,200 y ~ 1,050 años cal. AP (750 - 900 EC). Asimismo, este incremento en la actividad solar coincidió con el período Epiclásico para el centro de México entre ~ 1,300 y 1,050 años cal. AP (650 - 900 EC). Por otra parte, el registro de radionucleidos de Bond *et al* (2001), obtenidos de núcleos oceánicos y de hielo, mostraron una tendencia hacia una menor producción del $\Delta^{14}\text{C}$ y ^{11}Be entre

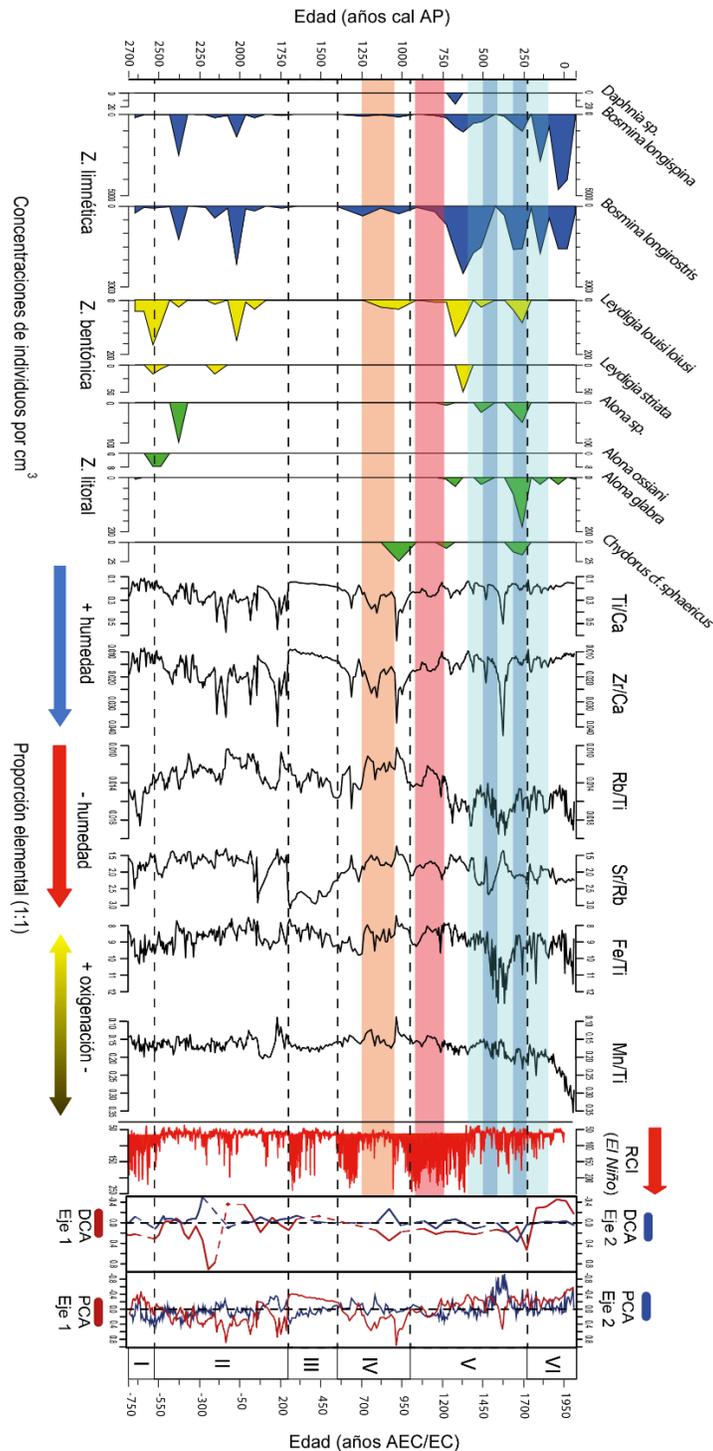


Figura 17.- Diagrama resumen de la reconstrucción paleoambiental del registro sedimentario de la laguna Metztlán. Etapa I entre ~ 2,700 y ~ 2,550 cal. AP; Etapa II entre ~ 2,550 y ~ 1,700 cal. AP; Etapa III entre ~ 1,700 y ~ 1,400 cal. AP; Etapa IV entre ~ 1,400 y ~ 950 cal. AP; Etapa V entre ~ 950 y ~ 235 cal. AP; Etapa VI de ~ 235 cal. AP hacia el presente. La franja naranja señala el Período Epiclásico (~ 1,300 - 1,050 AP) (Ponce de León *et al.*, 2006), la franja roja señala el MCA (~ 950 - ~ 750 años AP) (Lamb, 1965), la franja azul clara señala la LIA (~ 600 - ~ 100 años AP) (Cuna *et al.*, 2014), las franjas azul oscuro señalan los mínimos de Spörer (~ 500 - ~ 410 años AP) y Maunder (~ 305 - ~ 235 años AP) (Cuna *et al.*, 2014), RCI (frecuencia de eventos El Niño) (Moy *et al.*, 2002).

~ 1,300 y ~ 1,000 años cal. AP (650 - 950 EC), que fueron sincrónicos con Chichancanab y Punta Laguna (Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996). Los registros de Atezca (Conserva y Byrne, 2002) y Lago Verde (Lozano-García *et al.*, 2010) mostraron intervalos húmedos durante esta temporalidad, posiblemente debido a sus características regionales y/o a una menor estacionalidad. Las condiciones ambientales de Metztlán durante esta etapa parecen estar asociadas a una señal continental. El registro de Metztlán muestra una etapa dominada por intervalos prolongados de lluvias torrenciales y sequías. El incremento en la frecuencia de eventos de El Niño, entre ~ 1,400 a ~ 1,275 años cal. AP, y ~ 1,050 a ~ 1,025 años cal. AP (Fig. 7), pudieron modificar la disponibilidad de humedad a través de procesos de subsidencia sobre el centro de México.

Etapa V. Entre ~ 950 y ~ 235 años cal. AP.

Esta etapa se caracterizó por la dominancia de las especies limnéticas, *B. longispina* y *B. longirostris* (Fig. 17). Entre ~ 950 y ~ 700 años cal. AP, los taxa limnéticos (*B. longispina* y *B. longirostris*) y bentónicos (*L. louisiana*) disminuyeron gradualmente sus abundancias, mientras que se incrementaban las abundancias de los taxa asociados a macrófitas (*Alona* sp., *A. glabra* y *Chydorus* cf. *sphaericus*). (Fig. 17). Este ensamble sugiere condiciones de profundidad somera y condiciones de menor productividad, probablemente por el desarrollo de la zona litoral con presencia de macrófitas (e. g., Brodersen *et al.*, 1998; Amsinck *et al.*, 2003; Sakuma *et al.*, 2004; Debastiani-Júnior *et al.*, 2016). Entre ~ 700 y ~ 625 años cal. AP, las especies limnéticas (*B. longispina* y *B. longirostris*) y litorales - bentónicas (*L. louisiana* y *L. striata*) aumentaron abruptamente sus abundancias, mientras que los taxa asociados a macrófitas desaparecieron (Fig. 17 - 18). Este ensamble sugiere un área de superficie mayor debido al crecimiento conjunto de especies limnéticas (*B. longispina* y *B. longirostris*) y litorales - bentónicas (*L. louisiana* y *L. striata*). Asimismo, el ensamble sugiere condiciones de mayor productividad debido a la ausencia de especies con afinidad a macrófitas. Entre ~ 625 y ~ 235 años cal. AP, las especies limnéticas y bentónicas presentaron variaciones en sus abundancias,

mostrando una disminución en ellas hacia el presente, mientras que las especies litorales asociadas a macrófitas (*Alona* sp., *A. glabra* y *Chydorus* cf. *sphaericus*) incrementaron sus abundancias (Fig. 17). Este ensamble sugiere nuevamente condiciones de profundidad somera y baja productividad en la laguna.

Durante esta etapa, los valores de Ti (Ti/Ca) y el Zr (Zr/Ca) disminuyeron gradualmente hacia el presente, mientras que los valores de Rb (Rb/Ti), Sr (Sr/Rb), Fe (Fe/Ti) y Mn (Mn/Ti) aumentaron (Fig. 17). Estos valores indicaron una etapa con baja disponibilidad de humedad, la cual muestra una tendencia de disminución hacia el presente. La disminución gradual en la disponibilidad de humedad permitió el desarrollo de la zona litoral con macrófitas, lo cual redujo la productividad en la laguna y las abundancias de las especies bentónicas - litorales con afinidad a la eutrofización (Fig. 17). Por otra parte, los cambios en los valores de Fe y Mn en conjunto con el incremento abrupto de las especies limnéticas, sugiere el aumento del área de superficie en la laguna, la cual era más susceptible al efecto eólico, así como a la colonización de especies libre nadadoras. Es posible que el aumento en el aporte de terrígenicos durante los intervalos con mayor disponibilidad de humedad, representados por lluvias torrenciales (picos de Ti y Zr), promovieran la colmatación del fondo lacustre, incrementando el área de superficie de la laguna en las zonas bajas circundantes.

Los registros del centro y sur de México mostraron condiciones ambientales contrastantes durante este intervalo. En Chignahuapan (Puebla), Caballero *et al* (2002) reportaron un nivel lacustre somero entre ~ 2,000 y ~ 800 años cal. AP. En Zirahuén (Michoacán), Davies *et al* (2004) sugieren un ambiente seco con bajas tasas de erosión entre ~ 950 y ~ 750 años cal. AP (1,000 - 1,200 años EC), seguido de una etapa de mayor profundidad lacustre cerca del año 400 cal. AP (1,550 EC). En Pátzcuaro (Michoacán), Metcalfe *et al* (2007) reportaron altos valores del $\delta^{18}\text{O}$ entre ~ 608 y ~ 554 años cal. AP (1,342 - 1,396 años EC), sugiriendo condiciones de mayor evaporación. En Amealco (Querétaro), Stahle *et al* (2011) detectaron diversas sequías entre ~ 801 y ~ 783 años cal. AP (1149 - 1167 EC). En Juxtlahuaca

(Guerrero), Lachniet *et al* (2012, 2017) reportaron una etapa húmeda entre ~ 1,090 y ~ 900 años cal. AP, seguida de una etapa seca entre ~ 900 y ~ 633 años cal. AP. En Paranguero (Guanajuato), Park *et al* (2019) reportaron una etapa seca entre ~ 1,350 y ~ 600 años cal. AP (600 - 1,350 años EC), seguida de una etapa húmeda entre ~ 600 y ~ 350 años cal. AP (1,350 - 1,600 EC) y otra seca de ~ 350 años cal. AP (1,600 EC) al presente. Por el contrario, en Atezca (Hidalgo), Conserva y Byrne *et al* (2002) mencionaron que el lago presentó ocupación humana entre ~ 920 y ~ 530 años cal. AP (1,030 - 1,420 años EC), lo que posiblemente estuvo relacionado a condiciones de mayor disponibilidad de humedad. Posteriormente, reportaron una etapa de condiciones secas que asociaron a la de desocupación y el ensamble polínico entre ~ 530 y ~ 270 años cal. AP (1,420 - 1,680 EC). En Lago Verde (Veracruz), Lozano - García *et al* (2010) reportaron un incremento en la profundidad lacustre entre ~ 1,150 y ~ 520 años cal. AP (800 - 1,430 años EC), seguida de un cambio abrupto hacia condiciones de mayor profundidad lacustre de ~ 520 años cal. AP hacia el presente (1,430 - 1,963 años EC). En Juanacatlán (Jalisco), Metcalfe *et al* (2010) indicaron una etapa húmeda entre ~ 750 y ~ 600 años cal. AP (1,200 - 1,350 años EC), seguida de una etapa de condiciones secas entre ~ 550 y ~ 350 años cal. AP (1,400 - 1,600 años EC). En Aljojuca (Puebla), Bhattacharya *et al* (2015) registraron una disminución del $\delta^{18}\text{O}$ de 800 años cal. AP (1,150 EC) hacia el presente, indicando una tendencia hacia una mayor disponibilidad de humedad. En Santa María del Oro (Nayarit), Rodríguez - Ramírez *et al* (2015) reportaron condiciones relativamente húmedas entre ~ 950 y ~ 550 años cal. AP (1,000 - 1,400 años EC). Al sur de México, en Punta Laguna (Yucatán), Curtis *et al* (1996) registraron un cambio abrupto hacia condiciones húmedas entre ~ 900 y ~ 800 años AP (1,050 - 1,150 años EC), seguida de una etapa relativamente seca de ~ 800 años cal. AP (1,150 EC) hacia el presente. Por otro lado, en Chichancanab (Yucatán), Hodell *et al* (1995) reportaron condiciones secas de ~ 1,100 años AP (850 EC) hacia el presente. En Aguada X'caamal, Hodell *et al* (2005) reportaron una tendencia a condiciones secas de ~ 600 años cal. AP (1,350 EC) hacia el presente.

La variabilidad ambiental de la etapa V estuvo asociada a los eventos del

MCA y la LIA. De acuerdo con Lamb (1965), el MCA ocurrió entre ~ 950 y ~ 750 años cal. AP (1,000 - 1,200 EC), mientras que Mann *et al* (2009) sugieren un intervalo entre ~ 1,000 y ~ 700 años cal. AP (950 - 1,250 EC). Por su parte, Neukom *et al* (2019) mostró que los registros alrededor del mundo son asincrónicos respecto a los cambios de temperatura durante el MCA, señalando que además existe una heterogeneidad espacial a escala global, aunque si hay coherencia a nivel regional. Durante esta anomalía, acontecieron cambios tanto hidrológicos como de temperatura en diversas regiones del mundo, por ejemplo, condiciones cálidas y húmedas en el noreste de Europa y el Atlántico norte (e. g., Hughes y Diaz, 1994; Lamb, 1965) y condiciones frías y secas en el oeste de EU y la Patagonia (e. g., Stine, 1994; Cook *et al.*, 2004; Cook *et al.*, 2014). Los efectos de esta anomalía climática son atribuidos a la inestabilidad del sistema atmosférico - oceánico producto de un forzamiento solar. El incremento de la actividad solar durante el MCA ha sido detectado en diversos estudios de radionucleidos cosmogénicos (e. g., Bard *et al.*, 2000; Bond *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2001; Bradley, 2003; Steinhilber y Beer, 2011). Anomalías en la temperatura de la atmósfera pudieron desencadenar diversos patrones de circulación (oscilaciones) que afectaron los regímenes de precipitación en distintas partes del mundo (Mann *et al.*, 2009; Diaz *et al.*, 2011). El aumento de la temperatura y las condiciones de mayor disponibilidad de humedad en el norte de Eurasia y este de los EU, sugieren la persistencia de la fase positiva de las oscilaciones AO y NAO (e. g., Shindell *et al.*, 2001; Mann *et al.*, 2009; Trouet *et al.*, 2009), mientras que las condiciones de menor temperatura y condiciones de menor disponibilidad de humedad en el occidente de Sudamérica y oeste de EU, sugieren la persistencia de la fase negativa (La Niña) de la oscilación ENSO (e. g., Stine, 1994; Mann *et al.*, 2009).

Por otra parte, la LIA fue un intervalo frío y seco producto del incremento del casquete polar del hemisferio norte. Mann *et al* (2009) reconstruyó el intervalo de la LIA entre ~ 550 y ~ 350 años cal. AP (1,400 - 1,700 EC), mientras que otros autores asocian a la LIA a un evento bimodal entre ~ 600 y ~ 100 años cal. AP (1,350 - 1,850 EC), como resultado de dos etapas de actividad solar mínima, el mínimo de Spörer

(~ 500 - ~ 410 años cal. AP) (1450 - 1540 EC) y el mínimo de Maunder (~ 305 - ~ 235 años cal. AP) (1,645 - 1,715 EC) (e. g., Bard *et al.*, 1997; Bond *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2001; Shindell *et al.*, 2001; Lozano-García *et al.*, 2007; Guiot *et al.*, 2010; Steinhilber and Beer, 2011; Cuna *et al.*, 2014; Castillo-Batista *et al.*, 2016). La LIA no fue un evento uniforme, ya que se han reportado condiciones cálidas y húmedas en algunas regiones del Atlántico norte, el centro de África, y el trópico Eurásico (Mann *et al.*, 2009), que sugieren la persistencia de las fases negativas de las oscilaciones AO y NAO (e. g., Bond *et al.*, 2001; Shindell *et al.*, 2001; Kodera, 2002; Mann *et al.*, 2009; Trouet *et al.*, 2009). Otros estudios, han señalado que la disminución en la actividad solar ocurrió debido a un incremento en la actividad volcánica (e. g., Grove, 1988; Crowley, 2000; Robock, 2000; Hegerl *et al.*, 2003; Crowley *et al.*, 2008). La difusión del enfriamiento atmosférico hacia latitudes bajas se habría producido a través de la circulación meridional (Bradley y Jones, 1993), mientras que las condiciones secas en los trópicos estuvieron relacionadas con una migración anómala de la ITCZ hacia el hemisferio sur, en respuesta a la persistencia de la fase positiva (El Niño) de la oscilación ENSO (e. g., Haug, *et al.*, 2001; Moy *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2014; Rustic *et al.*, 2015) y cambios en el balance energético de la circulación oceánica del Atlántico norte (AMOC) (e. g., Chiang y Bitz, 2005; Marshall *et al.*, 2014; Schneider *et al.*, 2014).

La tendencia hacia condiciones secas observadas para la región de Metztitlán está fuertemente ligadas a una señal regional. En primer lugar, las condiciones secas al inicio de esta etapa difieren de las condiciones húmedas definidas por una persistencia del modo La Niña de la oscilación ENSO durante el MCA (e. g., Mann *et al.*, 2009). En cambio, la alta frecuencia de eventos El Niño registrados en Pallcacocha (Ecuador) (Moy *et al.*, 2002) (Fig. 7), al igual que otros registros de Sudamérica (e. g., Zhang *et al.*, 2014; Rustic *et al.*, 2015; Lüning *et al.*, 2019), señalan que el periodo ocurrido entre ~ 950 y ~ 750 años cal. AP mostró una persistencia de la fase El Niño, sugiriendo la dominancia de condiciones secas sobre el centro de México. De igual manera, Rodysill *et al.* (2018) reportaron una asincronía de la disponibilidad de humedad entre en el sur y norte del oeste de EU

durante el MCA, aludiendo a los registros secos de Stine (1994) y Cook (2004, 2014) para esta región. En segundo lugar, la profundidad somera al final de la etapa V, entre ~ 600 y ~ 100 años cal. AP, muestran una mayor consistencia con las condiciones de enfriamiento y déficit de humedad ocurridos durante la LIA (Neukom *et al.*, 2019). La tendencia hacia una menor disponibilidad de humedad en el hemisferio norte, probablemente relacionada al reposicionamiento hacia el hemisferio sur de la ITCZ (Haug, *et al.*, 2001), pudo ser intensificada por la frecuencia de eventos El Niño que modificaron los procesos convectivos que acarrearán humedad hacia el centro de México.

El final de la etapa V del registro de Metztitlán presentó dos episodios con baja disponibilidad de humedad entre ~ 500 y ~ 400 años cal. AP (1,450 - 1,550 EC) y ~ 300 - ~ 230 años cal. AP (1650 - 1720 EC), que coinciden con el comportamiento bimodal de la LIA en relación con los mínimos de actividad solar (Fig. 17). Durante estos episodios se observó una disminución en los valores de Ti y Zr, intercalados por un incremento abrupto en los valores de Ti y Zr, asociados a condiciones relativamente más húmedas (Fig. 17). Este incremento abrupto en los valores de Ti y Zr, sugieren condiciones de mayor erosión que podrían estar relacionadas al aumento de las actividades agrícolas y mineras reportadas para la región de Metztitlán a partir del año 1,530 EC (~ 420 años cal. AP) durante el período Colonial (Menes, 2013). Los cambios en las abundancias del ensamble de cladóceros también podrían estar asociadas con el efecto antrópico. Algunos trabajos en el centro y sur de México, por ejemplo, Lago Verde (Lozano-García *et al.*, 2007), La Luna (Cuna *et al.*, 2014), Juxtlahuaca (Lachniet *et al.*, 2012, 2017), Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996) y Aguada X'caamal (Hodell *et al.*, 2005) también reportaron un comportamiento bimodal de la LIA similares a lo observado en Metztitlán.

Etapa VI. De ~ 235 años cal. AP hacia el presente

Esta etapa estuvo caracterizada por la dominancia de las taxa limnéticos, *B. longispina* y *B. longirostris*. Las especies limnéticas aumentaron abruptamente sus

abundancias durante esta etapa, mientras que desaparecieron todos los taxa litorales bentónicos y litorales asociados a macrófitas, a excepción de *A. glabra* (Fig. 17). La disminución de *A. glabra* y el aumento de los taxa limnéticos tolerantes a la eutrofización (*B. longispina* y *B. longirostris*) (e. g., Szeroczyńska, 2002; Wærvågen y Nilssen, 2011; Beaver *et al.*, 2018), sugieren condiciones de mayor profundidad lacustre, y un aumento gradual en la productividad de la laguna (Fig. 18).

Los valores de Ti (Ti/Ca) y Zr (Zr/Ti) en esta etapa disminuyeron gradualmente. Estos valores sugieren condiciones de menor disponibilidad de humedad. El incremento en los valores de Fe (Fe/Ti) y Mn (Mn/Ti) sugieren menores condiciones de oxigenación, que estarían relacionados con un incremento en la productividad en la laguna. Las características limnológicas modernas de la laguna, en particular la mezcla de tipo polimíctico cálida, la productividad alta y la profundidad poco profundidad (Sigala *et al.*, 2017) parecen haberse establecido al final de esta etapa debido a la dominancia de las especies limnéticas con tolerancia a la eutrofización (Fig. 18).

Las condiciones ambientales durante esta etapa parecen estar asociadas a una señal regional dada la alta variabilidad de los registros. En el centro de México, los registros paleoambientales muestran una fuerte influencia antrópica durante esta etapa (e. g., Metcalfe y Hales, 1994; Metcalfe, 1995; Conserva y Byrne, 2002; Davies *et al.*, 2004; Metcalfe *et al.*, 2007; Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2015). En Chignahuapan (Puebla), Caballero *et al* (2002), reportó un incremento de la profundidad lacustre de ~ 800 años cal. AP (1,150 EC) hacia el presente. En Lago Verde (Veracruz), Lozano - García *et al* (2010) reportaron una mayor profundidad lacustre de ~ 520 años cal AP (1,430 EC) hacia el presente. En Aljojuca (Puebla), Bhattacharya *et al* (2015) sugiere un incremento de la disponibilidad de humedad de ~ 800 años cal. AP (1,150 EC) hacia el presente. Por otro lado, en Juanacatlán (Jalisco), Metcalfe *et al* (2010) registraron una disminución del Titanio hacia el presente, indicando una menor disponibilidad de humedad. En Amealco (Querétaro), Stahle *et al* (2011), en Juxtlahuaca (Guerrero) y Lachniet *et al* (2012,

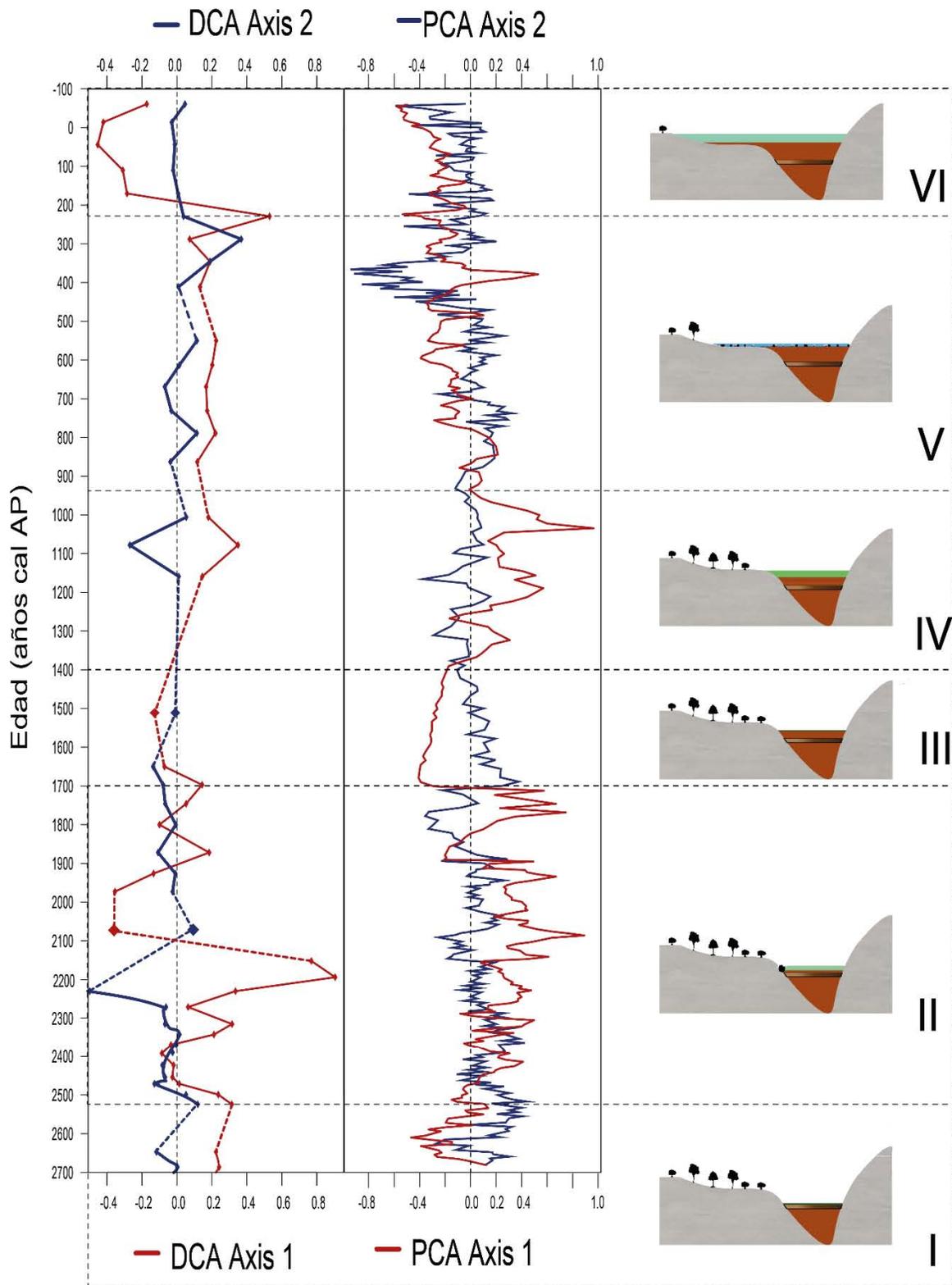


Figura 18. Diagrama de los principales cambios ambientales ocurridos en la laguna de Metztitlán durante los últimos ~ 2700 años. El depósito instantáneo refiere una deposición de materiales gruesos al fondo del registro. Los cambios en la profundidad lacustre y el estado trófico son reflejo de las variaciones en la disponibilidad de humedad ocurrida durante el Holoceno tardío.

2017) sugieren una tendencia a condiciones secas de ~ 295 años cal. AP (1,655 EC) hacia el presente. En Parangueo (Guanajuato), Park *et al.*, 2019) reportaron condiciones secas de ~ 350 años cal. AP (1,600 EC) hacia el presente. Los registros al sur de México son relativamente secos (e. g. Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001), con un régimen de precipitación similar a la región de Metztitlán.

Conclusiones

La reconstrucción paleoambiental realizada en este estudio permite establecer una antigüedad de la laguna Metztitlán hasta ~ 2,700 años antes del presente (años cal AP). Los remanentes subfósiles de cladóceros han sido utilizados como una herramienta para reconstruir la variabilidad local: Cambios en la profundidad lacustre, área superficial y productividad en la laguna. Por otra parte, la geoquímica elemental permitió inferir variabilidad a nivel local: Cambios en el gradiente oxido - reducción de la interfase agua - sedimento. Así como variabilidad a escala regional: Cambios en la disponibilidad de humedad.

Al reconstruir distintas escalas de la variabilidad ambiental, se comprobó que la variabilidad local, expresada por los ensambles cladóceros, estuvo fuertemente influenciada por los cambios en el régimen hídrico de la región Metztitlán. A su vez, la variabilidad multi - indicador fue consistente con la variabilidad ambiental reportada por reconstrucciones realizadas en otras localidades del centro y sur de México, las cuales muestran etapas de condiciones secas y húmedas a través de esta temporalidad. Asimismo, se observaron cambios locales, probablemente asociados a actividad antrópica como lo refieren otros estudios de carácter arqueológico.

La reconstrucción paleoambiental de Metztitlán sugiere que este sistema lacustre es sensible a los forzamientos intrínsecos del Holoceno tardío, particularmente los de escala multidecadal (e. g., ENSO). Además, las respuestas expresadas por los ensambles de especies y la geoquímica elemental, fueron sincrónicas con los eventos de la Anomalía Climática Medieval (MCA) y la Pequeña Edad de Hielo (LIA). Las condiciones actuales de la laguna indican una tendencia hacia una menor disponibilidad de humedad y condiciones de mayor productividad, que aluden a una variabilidad expresada por la migración meridional de la ITCZ y actividades antrópicas locales.

Literatura citada

Adamczuk, M. 2014. Niche separation by littoral-benthic Chydoridae (Cladocera, Crustacea) in a deep lake - potential drivers of their distribution and role in littoral - pelagic coupling. *Journal of Limnology* **73(3)**: 490 - 501

Adamczuk, M. 2015. Past, present, and future roles of small cladoceran *Bosmina longirostris* (O. F. Müller, 1785) in aquatic ecosystems. *Hydrobiologia* **767**: 1 - 11

Adrian, R., C. M. O'Reilly, H. Zagarese, S. B. Baines, D. O. Hessen, W. Keller, D. M. Livingstone, R. Sommaruga, D. Straile, E. V. Donk, G. A. Weyhenmeyer and M. Winder. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography* **54(6)**: 2283 - 2297

Ahyong, S., J. Lowry, M. Alonso, R. Bamber, G. Boxshall, P. Castro, S. Gerken, G. Karaman, J. Goy and D. Jones. 2011. Subphylum Crustacea Brünnich, 1772. *Zootaxa* **3148**: 165 - 191

Albaréde, F. 2009. Geochemistry: An Introduction. Second Edition, Cambridge University Press. 1 - 342

Algeo, T. J. and J. B. Maynard. 2004. Trace - element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas - type cyclothems. *Chemical Geology* **206**: 289 - 318

Alric, B., J. - P. Jenny, V. Berthon, F. Arnaud, C. Pignol, J. - L. Reyss, P. Sabatier and M.-E. Perga. 2013. Local forcings affect lake zooplankton vulnerability and response to climate warming. *Ecology* **94(12)**: 2767 - 2780

Álvarez - Silva, C. and M. G. Miranda - Arce. 2000. Ampliación del ámbito de *Leptodiptomus novamexicanus* Herrick, 1985 (Copepoda: Calanoidae) para el Estado de Hidalgo, México. In: Ríos - Jara, E. Juárez - Calvillo, M. Pérez - Peña, E. López - Uriarte, E. G. Robles - Jarero, D. U. Hernández - Becerril and M. Silva - Briana. *Estudios sobre plancton en México y el caribe*. Sociedad Mexicana de Planctología y Universidad de Guadalajara, México. 1 - 113

Álvarez, T. and F. de LaChica. 1991. Zoogeografía de los vertebrados de México. Sistemas Técnicos de Edición, S. A. de C. V. México. 1 - 65

Alverson, K. D., R. S. Bradley and T. F. Pedersen (eds.). 2003. Paleoclimate Global Change and the Future. Springer - Verlag Berlin Heidelberg New York. 1 - 220

Amsinck, S., E. Jeppesen and D. Ryves. 2003. Cladoceran stratigraphy in two shallow brackish lakes with special reference to changes in salinity, macrophyte abundance and fish predation. *Journal of Paleolimnology* **29**: 495 - 507

Anderson, B. T., H. Kanamaru and J. O. Roads. 2004. The Summertime Atmospheric Hydrologic Cycle over the Southwestern United States. *Journal of Hydrometeorology* **5**: 679 - 692

Aniceto, K., P. Moreira - Turcq, R. C. Cordeiro, I. Quintana, P. Fraizy and B. Turcq. 2014. Hydrological changes in west Amazonia over the past 6 ka inferred from geochemical

proxies in sediment record of a floodplain lake. *Procedia Earth and Planetary Science* **10**: 287 - 291

Arias, P., R. Fu and K. C. Mo. 2012. Decadal Variation of Rainfall Seasonality in the North American Monsoon Region and Its Potential Causes. *Journal of Climate* **25(12)**: 4258 - 4274

Atwood, A. R. and J. P. Sachs. 2014. Separating ITCZ - and ENSO - related rainfall changes in the Galápagos over the last 3kyr using D/H ratios of multiple lipid biomarkers. *Earth and Planetary Science Letters* **404**: 408 - 419

Avila, F. and J. Zárate. 2003. Carta Geológico - Minera. Metztitlán F14 - D61. Hidalgo, México. Servicio Geológico Mexicano. 1 - 1

Baker, P. A., G. O. Seltzer and S. C. Fritz. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science* **291**: 640 - 643

Bard, E., G. M. Raisbeck, F. Yiou and J. Jouzel. 1997. Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium comparison between ^{14}C and ^{10}Be records. *Earth and Planetary Science Letters* **150**: 453 - 462

Barros, P., M. L. Fidalgo and A. M. V. M. Soares. 2001. Resistance of cladoceran species to toxic *microcystis*. *Limnetica* **20(1)**: 173 - 177

Battarbee, R. W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Reviews* **19**: 107 - 124

Bernal, J. P., M. Lachniet, M. McCulloch and G. Mortimer. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research* **75**: 104 - 113

Beaver, J. R., T. R. Reincker, C. E. Tausz and B. T. Vitanye. 2018. Distribution of six taxa in the family Bosminidae Baird (Crustacea: Branchiopoda: Anomopoda) in the plankton of lakes and reservoirs within the continental United States, including expanded range of the invasive cladoceran *Bosmina (Eubosmina) coregoni* Baird. *Zootaxa* **4407**: 506 - 520

Berger, A. L. 1978. Long - Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences* **35**: 2362 - 2367

Berger, A. L. 1988. Milankovitch Theory and Climate. *Reviews of Geophysics* **26(4)**: 624 - 657

Bernal, J. P., F. W. Cruz, N. M. Stríkis, X. Wang, M. Deininger, M. C. A. Catunda, C. Ortega - Obregón, H. Cheng, R. L. Edwards and A. S. Auler. 2016. High - resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* **450**: 186 - 196

Bernardi, R., G. Giussani and M. Manca. 1987. Cladocera: Predators and prey. *Hydrobiologia* **145**: 225 - 243

Bhattacharya, T., R. Byrne, H. Böhnel, K. Wogau, U. Kienel, B. L. Ingram and S. Zimmerman. 2015. Cultural implications of late Holocene climate change in the Cuenca Oriental, Mexico. *PNAS* **112(6)**: 1693 - 1698

- Birks, H. J. B. 1994. The importance of pollen and diatom taxonomic precision in quantitative palaeoenvironmental reconstructions. *Review of Palaeobotany and Palynology* **83(1 - 3)**: 107 - 117
- Bjerknes, J. 1969. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* **97(3)**: 163 - 172
- Blaauw, M. and J. A. Christen. 2011. Flexible paleoclimate age - depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal* **6 (3)**: 457 - 474
- Boës, X., J. Rydberg, R. Martínez - Cortizas, R. Bindler and I. Renberg. 2011. Evaluation of conservative lithogenic elements (Ti, Zr, Al and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lakes sediments. *Journal of Paleolimnology* **46(1)**: 75 - 87
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti - Bond, I. Hajdas and G. Bonani. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* **294**: 2130 - 2136
- Borcard, D., F. Gillet, and P. Legendre. 2011. Numerical Ecology with R. Springer, New York. 1 - 319
- Boucherle, M. and H. Züellig. 1983. Cladoceran remains as evidence of change in trophic state in three Swiss lakes. *Hydrobiologia* **103**: 141 - 146
- Boyle, J. 2000. Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF. *Journal of Paleolimnology* **23(2)**: 213 - 221
- Boyle, J. F. 2001. Inorganic Geochemical Methods in Palaeolimnology. In: Last, W. M. and J. P. Smol (eds.). Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol 2: Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 1 - 529
- Bradley, R. S. and P. D. Jones. 1993. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* **3(4)**: 367 - 376
- Bradley, R. S., M. K. Hughes and H. F. Diaz. 2003. Climate in Medieval Time. *Science* **302**: 404 - 405
- Bradley, R. S. 2015. Chapter 3 - Dating Methods I. In: Bradley, R. S. (ed.) Paleoclimatology, Third Edition, Academic Press. San Diego. 55 - 101
- Bravo - Cabrera, J. L., E. Azpra - Romero, V. Zarraluqui - Such and C. Gay - García. 2017. Effects of El Niño in Mexico during rainy and dry seasons: an extended treatment. *Atmósfera* **30(3)**: 221 - 232
- Brock, T. D. 1981. Calculating Solar Radiation for Ecological Studies. *Ecological Modelling* **14**: 1 - 19
- Brodersen, K., M. Whiteside and C. Lindegaard. 1998. Reconstruction of trophic state in Danish lakes using subfossil chydorid (Cladocera) assemblages. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **55**: 1093 - 1103

Burks, R. L., D. M. Lodge, E. Jeppesen and T. L. Lauridsen. 2002. Diel horizontal migration of zooplankton: cost and benefits of inhabiting the littoral. *Freshwater Biology* **47**: 363 - 365

Bush, M., A. Correa - Metrio, R. V. Woesik, C. R. Shadik and C. N. H. McMichael. 2017. Human disturbance amplifies Amazonian El Niño - Southern Oscillation signal. *Global Change Biology* **23(8)**: 3181 - 3192

Caballero, M. and B. Ortega - Guerrero. 1998. Lake Levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* **50**: 69 - 79

Caballero, M., S. Lozano - García, B. Ortega, J. Urrutia and J. L. Macías. 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology* **22**: 399 - 411

Caballero, M., J. L. Macías, S. Lozano - García, J. Urrutia - Fucugauchi and R. Castañeda - Bernal. 2001. Late Pleistocene - Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico. *Spec. Publs int. Ass. Sediment* **30**: 247 - 261

Caballero, M., B. Ortega, F. Valadez, S. Metcalfe, J. L. Macías and Y. Sugiura. 2002. Sta. Cruz Atizapán: 22 - ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186**: 217 - 235

Caballero, M., G. Vázquez, B. Ortega, M. E. Favila and S. Lozano - García. 2015. Responses to a warming trend and "El Niño" events in a tropical lake in western Mexico. *Aquatic Sciences* **78**: 591 - 604

Caballero M, S. Lozano - García, B. Ortega - Guerrero, A. Correa - Metrio. 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

Caballero - Rodríguez, D., S. Lozano - García and A. Correa - Metrio. 2017. Vegetation assemblages of central Mexico through the late Quaternary: modern analogs and compositional turnover. *Journal of Vegetation Science*. 1 - 29

Caballero - Rodríguez, D., A. Correa - Metrio, S. Lozano - García, S. Sosa-Nájera, B. Ortega, Y. Sánchez - Dzib, K. Aguirre - Navarro, A. Sandoval - Montañó. 2018. Late-Quaternary spatiotemporal dynamics of vegetation in Central Mexico, *Review of Palaeobotany and Palynology* doi:10.1016/j.revpalbo.2017.12.004

Calvert, S. E. and T. F. Pedersen. 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology* **113**: 67 - 88

Calvert, S. E. and T. F. Pedersen. 2007. Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. In: Hillaire - Marcel C. and A. de Vernal (eds.). *Paleoceanography of the Late Cenozoic, Part 1, Methods*, Elsevier, New York, 2007. 567 - 644

Cane, M. A. 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters* **230**: 227 - 240

Castillo - Batista, A. P., B. L. Figueroa - Rangel, S. Lozano - García, M. Olvera - Vargas and R. C. Guzmán. 2016. Historia florística y ambiental del boque mesófilo de montaña en el centro - occidente de México durante la pequeña edad de hielo. *Revista mexicana de Biodiversidad* **87**: 216 - 229

Castro, C. H. J. and P. J. Romo. 1997. "Los mamíferos de la porción Norte de la vega de Metztlán, Hidalgo, Usos y perspectivas", Tesis de Licenciatura en Biología, ENEP Iztacala, UNAM, México

Cavazos, T. and S. Hastenrath. 1990. Convection and Rainfall over Mexico and their Modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* **10**: 377 - 386

Charqueño, F. C. 2017. Comparación de las comunidades de microcrustáceos bénticos (Crustacea: Ostracoda y Cladocera) de ecosistemas acuáticos epicontinentales del estado de Quintana Roo, México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de México. 1 - 78

Chen, H. - F., P. - Y. Yeh, S. - R. Song, S. - C. Hsu, T. - N. Yang, Y. Wang, Z. Chi, T. - Q. Lee, M. T. Chen, C. - L. Cheng, J. Zou and Y. - P. Chang. 2013. The Ti/Al molar ratio as a new proxy for tracing sediment transportation processes and its application in aeolian events and sea level change in East Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* **73**: 31 - 38

Chen, J., Y. Chen, L. Liu, J. Ji, W. Balsam, Y. Sun and H. Lu. 2006. Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter Monsoon strength. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**: 1471 - 1482

Chiang, J. H. and C. M. Bitz. 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* **25**: 477 - 496

Chislock, M. F., E. Doster, R. A. Zitomer and A. E. Wilson. 2013. Eutrophication: Causes, Consequences, and Controls in Aquatic Ecosystems. *Nature Education Knowledge* **4(4)**: 1 - 10

Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng and R. L. Edwards. 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature* **424**: 271 - 276

Cohen, A. S. 2003. Paleolimnology: The history and evolution of lake systems. Oxford University Press, New York. 1 - 500

Colinvaux, P., P. E. de Olivera y P. J. E. Moreno. 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. *Harwood Academic Publishers*. 1 - 332

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP). 2003. Programa de Manejo. Reserva de la Biosfera. Barranca de Metztlán. México. 1 - 202

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP). 2013. Monitoreo de Avifauna en la laguna de Metztlán y bosque de sabino (*Juniperus fláccida*) en la Reserva de la Biosfera Barranca de Metztlán, Hidalgo. México. 2013. 1 - 17

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP). 2018. 100 años de Conservación en México 1917 - 2017. Áreas Naturales Protegidas. México. 1 - 635

- Conserva, M. E. and R. Byrne. 2002. Late Holocene Vegetation Change in the Sierra Madre Oriental of Central Mexico. *Quaternary Research* **58**: 122 - 129
- Cook, E. R., C. A. Woodhouse, C. M. Eakin, D. M. Meko and D. W. Stahle. 2004. Long - Term Aridity Changes in the Western United States. *Science* **306**: 1015 - 1018
- Cook, B. I., J. E. Smerdon, R. Seager and E. R. Cook. 2014. Pan - Continental Droughts in North America over the Last Millennium. *Journal of Climate* **27**: 383 - 397
- Cooke, G. D., E. B. Welch, S. A. Peterson and P. R. Newroth (eds.). 1993. Restoration and Management of Lakes and Reservoirs. Second Edition. Lewis Publishers, Chelsea, MI. 1 - 548
- Correa - Metrio, A., Lozano - García S., S. Xelhuantzi - López, S. Sosa - Nájera and S. E. Metcalfe. 2012. Vegetation in western Central Mexico during the last 50 000 years. Modern analogs and climate in the Zacapu Basin. *Journal of Quaternary Science* **27(5)**: 509 - 518
- Correa - Metrio, A., M. Bush, S. Lozano - García, S. Sosa - Nájera. 2013. Millennial - Scale Temperature Change Velocity in the Continental Northern Neotropics. *PLOS ONE* **8(12)**: 1 - 11
- Correa - Metrio, A., Y. Dechnik, S. Lozano-García and M. Caballero. 2014. Detrended correspondence analysis: A useful tool to quantify ecological changes from fossil data sets. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **66(1)**: 135 - 143
- Correa - Metrio, A., M. I. Vélez, J. Escobar, J. - M. St. - Jacques, M. López - Pérez, J. Curtis and J. Cosford. 2016. Mid - elevation ecosystems of Panama: future uncertainties in light of past global climatic variability. *Journal of Quaternary Science* **31**: 731 - 740
- Cowgill G. L. 1979. Teotihuacan, internal militaristic competition, and the fall of the Classic Maya. In: Hammond, N. and G. R. Willey (eds.). *Maya Archaeology and Ethnohistory*, Austin: University of Texas Press. 51 - 62
- Cowgill, G. L. 1997. State and Society at Teotihuacan, Mexico. *Annual Review of Anthropology* **26**: 129 - 161
- Cowgill, G. L. 2015. Ancient Teotihuacan: early urbanism in central Mexico. In: Cowgill, G. L. (eds.). *Case Studies in Early Societies*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 1 - 312
- Crisman, T. L. and D. R. Whitehead. 1978. Paleolimnological studies on small New England (U.S.A.) ponds. Part II. Cladoceran community responses to trophic oscillations. *Polskie Archiwum Hydrobiologii* **25**: 75 - 86
- Crowley, T. J. 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* **289(5477)**: 270 - 277
- Crowley, T. J. and T. S. Lowery. 2000. How Warm Was The Medieval Warm Period? *AMBIO: A Journal of the Human Environment* **29**: 51 - 54
- Crowley, T. J., G. Zielinski, B. Vinther, R. Udisti, K. Kreutz, J. Cole - Dai and E. Castellano.

2008. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newsletter* **16**: 22 - 23

Cuna, E., E. Zawisza, M. Caballero, A. Ruiz - Fernández, S. Lozano - García and J. Alcocer. 2014. Environmental impacts of Little Ice Age cooling in central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake. *Journal of paleolimnology* **51**: 1 - 14

Curtis, J. H., D. A. Hodell and M. Brenner. 1996. Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quaternary Research* **46**: 37 - 47

Curtis, J. H., M. Brenner, D. Hodell, R. Balsler, G. Islebe and Henry Hooghiemstra. 1998. A multiproxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Peten, Guatemala. *Journal of Paleolimnology* **19**: 139 - 159

Cuven, S., P. Francus and S. F. Lamoureu. 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape, Bounty, Canadian High Arci. *Journal of Paleolimnology* **44(3)**: 803 - 817

Davies, S., J., S. E. Metcalfe, A. B. MacKenzie, A. J. Newton, G. H. Endfield and J. G. Harmer. 2004. Environmental changes in the Zirahuén Basin, Michoacan, Mexico, during the last 1000 years. *Journal of Paleolimnology* **31**: 77 - 98

De Boer, P. L. and D. G. Smith. 1994. Orbital Forcing and Cyclic Sequences. The International Association of Sedimentologists. Special publication **19**: 1 - 559

de la Lanza - Espino, G., G. Gómez - Rodríguez, A. I. Islas, V. E. Richards and S. H. Pulido. 2011. Analysis of the effect of El Niño and La Niña on Tecocomulco Lake, central basin, Mexico. *Hidrobiológica* **21(3)**: 249 - 259

Debastiani - Júnior, J. R., L. M. A. Elmoor - Loureiro and M. G. Nogueira. 2016. Habitat architecture influencing microcrustaceans composition: a case study on freshwater Cladocera (Crustacea Branchiopoda). *Brazilian Journal of Biology* **76(1)**: 93 - 100

Delgado de Cantú, G. M. 2008. Historia de México. Legado histórico y pasado reciente. Pearson Educación, Segunda Edición, México. 1 - 640

Delgado de Cantú, G. M. 2015. Historia de México. Legado histórico y pasado reciente. Pearson Educación, Tercera Edición, México. 1 - 480

Delcourt, H. R. and P. A. Delcourt. 1991. Quaternary Ecology: A paleoecological perspective: Cornwall, UK, Chapman and Hall. 1 - 242

Deevey, E. S. 1944. Pollen Analysis and Mexican Archaeology: An Attempt to Apply the Method. *American Antiquity* **10**: 135 - 149

Deevey, E. S. 1964. Preliminary account of fossilization of zooplankton in Rogers Lake. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie* **115**: 981 - 992

Diaz, H. F., R. Trigo, M. K. Hughes, M. E. Mann, E. Xoplaki and D. Barriopedro. 2011. Spatial and Temporal Characteristics of Climate in Medieval Times Revisited. *Bulletin of the American Meteorological Society* **92(11)**: 1487 - 1500

Díaz, K., L. Pérez, A. Correa - Metrio, J. F. Franco - Gaviria, P. Echeverría, J. Curtis and M. Brenner. 2017. Holocene environmental history of tropical, mid-altitude Lake Ocotlito, México, inferred from ostracodes and non-biological indicators. *The Holocene* **27(9)**: 1 - 10

Dodson, S. L., C. E. Cáceres and D. C. Roger. 2009. Cladocera and Other Branchiopoda. In: Thorp, J. H. and A. P. Covich (eds.). *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*. Third Edition. Academic Press. 1 - 173

Douglas, M. W., R. A. Maddox, K. Howard and S. Reyes. 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate* **6**: 1665 - 1677

Douglas, A. V. and P. J. Englehart. 2007. A Climatological Perspective of Transient Synoptic Features during NAME 2004. *Journal of Climate* **20**: 1947 - 1954

Duigan, C. A. 1992. The ecology and distribution of the littoral freshwater Chydoridae (Branchiopoda, Anomopoda) of Ireland, with taxonomic comments on some species. *Hydrobiologia* **241**: 1 - 70

Duigan, C. A. and H. H. Birks. 2000. The late - glacial and early - Holocene palaeoecology of cladoceran microfossil assemblages at Kråkenes, western Norway, with a quantitative reconstruction of temperature changes. *Journal of Paleolimnology* **23**: 67 - 76

Elías - Gutiérrez, M., J. Ciro - Pérez, E. Suárez - Morales y M. Silva - Briano. 1999. The freshwater Cladocera (orders Ctenopoda and Anomopoda) of Mexico, with comments on selected taxa. *Crustaceana* **72(2)**: 171 - 186

Elías - Gutiérrez, M., E. Suárez - Morales, M. Gutiérrez - Aguirre, M. Silva - Briano, J. Granados y T. Garfías. 2008. Cladocera y Copepoda de las aguas continentales de México. UNAM, Facultad de Estudios Superiores Iztacala. 1 - 322

Enciso - de la Vega, S. 1992. Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México. *Revista del Instituto de Geología, UNAM* **10(1)**: 26 - 36

Eusterhues, K., H. Heinrichs and J. Schneider. 2005. Geochemical response on redox fluctuations in Holocene lake sediments, Lake Steisslingen, Southern Germany. *Chemical Geology* **222**: 1 - 22

Eyto, E., K. Irvine and G. Free. 2002. The use of members of the family Chydoridae (Anomopoda, Branchiopoda) as an indicator of Lake Ecological quality in Ireland. *Biology & Environment Proceedings of the Royal Irish Academy* **102B(2)**: 81 - 91

Fedorov, A. V. and S. G. Philander. 2000. Is El Niño Changing? *Science* **288**: 1997 - 2001

Ferrari, L., T. Orozco - Esquivel, V. Manea and M. Manea. 2011. The dynamics history of the Trans - Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* **522(523)**: 122 - 149

Ficha informativa de los humedales Ramsar (FIR). 2003. México

Figuerola, J. and A. J. Green. 2002. Dispersal of aquatic organisms by waterbirds: a review of past research and priorities for future studies. *Freshwater Biology* **47**: 483 - 494

Filoc, M., M. Kupryjanowicz, K. Szeroczyńska, M. Suchora and M. Rządkiwicz. 2017. Environmental changes related to the 8.2 - ka event and other climate fluctuations during the middle Holocene: Evidence from two dystrophic lakes in NE Poland. *The Holocene* **27(10)**: 1550 - 1566

Fleitmann, D., S. J. Burns, A. Mangini, M. Mudelsee, J. Kramers, I. Villa, U. Neff, A. A. Al - Subbary, A. Buettner, D. Hippler and A. Matter. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews* **26**: 170 - 188

Flores - Mata, G. F., J. Jiménez - López, X. Madrigal - Sánchez, F. Moncayo - Ruiz and F. Takaki - Takaki. 1971. Memoria del mapa de tipos de vegetación de la República Mexicana, Dirección de Agrología, Secretaría de Recursos Hidráulicos, México

Flößner, D., P. Karprzak, G. Mothes, D. Ronneberger and W. Schönborn. 1985. Chapter 7. The invertebrate communities. In: Casper (ed.). Lake Stechlin. A temperate oligotrophic lake. Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht. 1 - 553

Franco - Gaviria, J. F. 2014. Dinámicas de la vegetación y el clima del Holoceno en la selva Lacandona, Estado de Chiapas, México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 1 - 115

Franco - Gaviria, J. F., D. Caballero - Rodríguez, A. Correa - Metrio, L. Pérez, A. Schwalb, S. Cohuo and L. Macario-González. 2018. The human impact imprint on pollen spectra of the Maya lands. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **70(1)**: 61 - 78

Frei, C. and C. Schär. 1998. A precipitation climatology of the Alps from high - resolution rain - gauge observations. *International Journal of Climatology* **18**: 873 - 900

Frey, D. 1960. The ecological significance of cladoceran remains in lake sediments. *Ecology* **41**: 684 - 698

Frey, D. 1962. Cladocera from the Eemian Interglacial of Denmark. *Journal of Paleontology* **36**: 1133 - 1154

Frey, D. 1976. Interpretation of Quaternary paleoecology from Cladocera and midges, and prognosis regarding usability of the other organisms. *Canadian Journal of Zoology* **54(12)**: 2208 - 2226

Frey, D. 1986. Cladocera analysis. In: Berglund, B. E. (ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Wiley, Chichester. 667 - 692

Frey, D. 1988. Littoral and offshore communities of diatoms, cladocerans and dipterous larvae, and their interpretation in paleolimnology. *Journal of Paleolimnology* **1**: 179 - 191

Frolova, L. A. 2017. Cladocera from bottom deposits as an indicator of changes in climate and ecological conditions. *Earth and Environmental Science* **107**: 1 - 4

Fryer, G. 1968. Evolution and adaptive radiation in the Chydoridae (Crustacea: Cladocera): A study in comparative functional morphology and ecology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* **254**: 221 - 385

- Fryer, G. 1980. Acidity and species diversity in freshwater crustacean faunas. *Freshwater Biology* **10(1)**: 41 - 45
- Fulton, R. S. 1988. Resistance to blue - green algal toxins by *Bosmina longirostris*. *Journal of Plankton Research* **10**: 771 - 778
- García de Miranda, E. 1981. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, México.
- García - Arizaga, M. T., J. Lugo - Hubp and D. Palacios. 1996, La obturación de valles por procesos de ladera: el origen de la Vega de Metztlán (México). In: Grandal d'Anglade, A. and J. Pagés Valcarlos (eds.), IV Reunión de Geomorfología, O Castro (A Coruña), España: Sociedad Española de Geomorfología. 325 - 335
- Gąsiorowski, M. and K. Szeroczyńska. 2004. Abrupt changes in *Bosmina* (Cladocera, Crustacea) assemblages during the history of the Ostrowite Lake (northern Poland). *Hydrobiologia* **526**: 137 - 144
- Gąsiorowski, M. 2008. Deposition Rate of Lake Sediments Under Different Alternative Stable States. *Geochronometria* **32**: 29 - 35
- Gill, R. B. 2001. The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death. University of New Mexico Press. 1st Edition. 1 - 464
- Glaforo, J. A. F. 2004. Florística de Nuevo León. In: Luna, I., J. J. Morrone and D. Espinosa (eds.). Biodiversidad de la Sierra Madre Oriental. Las prensas de Ciencias, Facultad de Ciencias, UNAM. Primera Edición. 243 - 258
- Gliwicz, Z. M. 1990. Why do cladocerans fail to control algal blooms? *Hydrobiologia* **200/201**: 93 - 97
- Goulden, C. E. 1964. Progressive Changes in the Cladoceran Miceofossils in Lake Sediments, *Mitt. International Verein Limnology* **17**: 43 - 55
- Grove, J. M. 1988. The Little Ice Age. Methuen, London. 1 - 498
- Guiot, J., C. Corona and (ESCARSEL members). 2010. Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings Over the Past 1400 Years. *Plos one* **5(4)**: 1 - 15
- Gutiérrez - Cabrera, A. E., G. Pulido - Flores, S. Monks and J. C. Gaytán - Oyarzún. 2005. Presencia de *Bothriocephalus acheilognathi* Yamaguti, 1934 (Cestoidea: Bothriocephalidae) en peces de Metztlán, Hidalgo, México. *Hidrobiológica* **15(3)**: 283 - 288
- Haese, R. R. 2006. 7.- The Reactivity of Iron. In: Schultz, D. H. and M. Zabel (eds.). Marine Geochemistry. 2nd revised, updated and extended edition. Springer Berlin Heidelberg New York. 1 - 574
- Halffter, G. 1987. Biogeography of the montane entomofauna of Mexico and Central America. *Annual Review of Entomology* **32**: 95 - 114

- Hann, B. 1989. Methods in Quaternary Ecology #6. Cladocera. *Geoscience Canada* **16(1)**: 17 - 26
- Harmsworth, R. V. 1968. The developmental history of Bleham Tarn (England) as shown by animals microfossils, with special reference to the *Cladocera*. *Ecology Monographs* **38**: 223 - 241
- Hartmann, D. L. 2016. Global Physical Climatology. Second Edition. 1 - 485
- Hastenrath, S. and L. Greischar. 1993. Circulation mechanisms Related to Northeast Brazil Rainfall Anomalies. *Journal of Geophysical Research* **98(D3)**: 5093 - 5102
- Haug, H. G, A. Hughen, M. Sigman, C. Peterson and U. Röhl. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science* **293**: 1304 - 1308
- Haug, H. G., D. Günther, L. C. Peterson, D. M. Sigman, K. A. Hughen and B. Aeschlimann. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science* **299(14)**: 1731 - 1735
- Havens, K. and J. DeCosta. 1985. The effect of acidification in enclosures on the biomass and population size of *Bosmina longirostris*. *Hydrobiologia* **122**: 153 - 158
- Hegerl, G. C., T. J. Crowley, S. K. Baum, K. - Y. Kim and W. T. Hyde. 2003. Detection of volcanic, solar and greenhouse gas signals in paleo - reconstructions of Northern Hemispheric temperature. *Geophysical Research Letters* **30(5)**: 1 - 4
- Hernández - Bernal, M. S. and J. T. Hernández - Treviño. 1991. Evolución geológica de la región de Metztitlán/Zacualtipán, Estados de Hidalgo y Veracruz: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis profesional. 1 - 89
- Higgins, R. W., Y. Yao and X. L. Wang. 1997. Influence of the North American Monsoon System on the U.S. Summer Precipitation Regime. *Journal of Climate* **10**: 2600 - 2622
- Higgins, R. W., Y. Chen and A. V. Douglas. 1999. Interannual variability of the North American Warm Season Precipitation Regime. *Journal of Climate* **12**: 653 - 680
- Hill, M. O. and H. G. Gauch. 1980. Detrended correspondence analysis: an improved ordination technique. *Vegetation* **42**: 41 - 58
- Hodell, D. A., J. H. Curtis and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* **375(1)**: 391 - 394
- Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis and T. Guilderson. 2001. Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowlands. *Science* **292**: 1367 - 1370
- Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, R. Medina - González, E. Ildefonso - Chan, A. Albornanz - Pat and T. P. Guilderson. 2005. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research* **63**. 109 - 121
- Hofmann, W. 1987. Cladocera in space and time: Analysis of lake sediments. *Hydrobiologia* **145**: 315 - 321

Hofmann, W. and K. Winn. 2000. The Littorina Transgression in the Western Baltic Sea as Indicated by Subfossil Chironomidae (Diptera) and Cladocera (Crustacea). *International Review of Hydrobiology* **85**: 266 - 291

Horel, J. D. and J. M. Wallace. 1981. Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* **109**: 813 - 829

Hughes, M. K. and H. F. Diaz. 1994. Was there a 'medieval warm period', and if so, where and when? *Climatic Change* **26**: 109 - 142

Ibragivoma, A. G., L. A. Frolova, D. A. Subetto, N. A. Belkina and M. S. Potakhin. 2018. The changes in the composition of Cladocera community in bottom sediments of Lake Maloye Shibrozero (Zaonezhsky Peninsula) as a consequence of shifts of environmental and climatic conditions. IOP Conference Series: *Earth and Environmental Science* **107(1)**: 1 - 8

Imbrie, J. and K. P. Imbrie. 1979. Ice Age. Solving the Mystery. The MacMillan Press LTD. 1 - 224

Incagnone, G., F. Marrone, R. Barone, L. Robba and L. Naselli - Flores. 2015. How do freshwater organisms cross the "dry ocean"? A review on passive dispersal and colonization processes with a special focus on temporary ponds *Hydrobiologia* **750**: 103 - 123

Información Climatológica por Estado (ICE). Normales Climatológicas. Periodo: 1951 - 2010. In: Servicio Meteorológico Nacional, CONAGUA, México. Última revisión. 2019. <https://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-por-estado?estado=hgo>

Israde - Alcántara, I., R. Velázquez - Durán, S. Lozano - García, J. Bischoff, G. D. Vázquez and V. H. Garduño - Monroy. 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **62**: 345 - 357

James, W. F. and J. W. Barko. 1990. Macrophyte influences on the zonation of sediment accretion and composition in a north temperate reservoir. *Archiv fur Hydrobiologie* **120**: 129 - 142

James, W. F. and J. W. Barko. 1994. Macrophyte Influences on Sediment Resuspension and Export in a Shallow Impoundment. *Lake and Reservoir Management* **10(2)**: 95 - 102

Jauregui, E. 2019. Rainfall Fluctuations and Tropical Storm Activity in Mexico. *Erdkunde* **49(1)**: 38 - 48

Jeppesen, E., J. P. Jensen, M. Søndergaard, T. Lauridsen, L. J. Pedersen and L. Jensen. 1997. Top - down control in freshwater lakes: the role of nutrient state, submerged macrophytes and water depth. *Hydrobiologia* **342/343**: 151 - 164

Jeppesen, E., P. Leavitt, L. D. Meester and P. Jensen. 2001. Functional ecology and palaeolimnology: using cladoceran remains to reconstruct anthropogenic impact. *TREDS in Ecology & Evolution* **16(4)**: 191 - 198

Jeppesen, E., M. Meerhoff, T. A. Davidson, D. Trolle, M. Søndergaard, T. L. Lauridsen, M. Beklioglu, S. Brucet, P. Volta, I. González - Bergonzoni and A. Nielsen. 2014. Climate

change impacts on lakes: an integrated ecological perspective based on a multi - faceted approach, with special focus on shallow lakes. *Journal of Limnology* **73(s1)**: 84 - 107

Jones, P. D. and M. E. Mann. 2004. Climate Over Past Millenia. *Reviews of Geophysics* **42**: 1 - 42

Juggins, S. 2007. C2 (cd-rom), ver 1.5: Newcastle, England, University of Newcastle, 1 cd-rom, programa informático

Jury, M. R. 2018. Northward excursion of the ITCZ across the inter - Americas during boreal summer. *Meteorology and Atmospheric Physics*

Kelts, K. and K. J. Hsü. 1978. Chapter 9. Freshwater Carbonate Sedimentation. In: Lerman, A. (ed.). *Lakes - Chemistry, Geology, Physics*. Springer Verlag, New York. 1 - 363

Kemp, D. B. and K. Izumi. 2014. Multiproxy geochemical analysis of a Panthalassic margin record of the early Torcian oceanic anoxic event (Toyota area, Japan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **414**: 332 - 341

Kerfoot, W. C. 1978. Combat between predatory copepods and their prey: *Cyclops*, *Epischura*, and *Bosmina*. *Limnology and Oceanography* **23(6)**: 1089 - 1102

Kerfoot, W. C. 2006. Baltic *Eubosmina* morphological radiation: Sensitivity to invertebrate predators (induction) and observations on genetic differences. *Archiv fur Hydrobiologie* **167(1 - 4)**: 147 - 168

Kerfoot, W. C. and M. Lynch. 1987. Branchiopod communities: Associations with planktivorous fish in space and time. In: M. C., Kerfoot and A. Sih (eds.). *Predation, Direct and Indirect Impacts on Aquatic Communities*. University Press of New England. 1 - 386

Kerfoot, W. C. and K. L. Kirk. 1991. Degree of taste discrimination among suspension feeding cladocerans and copopods: Implications for detritivory and herbivory. *Limnology and Oceanography* **36(6)**: 1107 - 1123

Kodera, K. 2002. Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO. *Geophysical Research Letters* **29(8)**: 591 - 594

Korhola, A. 1999. Distribution patterns of Cladocera in subarctic Fennoscandian lakes and their potential in environmental reconstruction. *Ecography* **22**: 357 - 373

Korhola, A. and M. Rautio. 2001. Cladocera and other branchiopod crustaceans. In: Smol J. P., H. J. B. Birks and W. M. Last (eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments 4. Zoological Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. The Netherlands. 5 - 41

Korosi, B. y J. Smol. 2012a. An illustrated guide to the identification of cladoceran subfossils from lake sediments in northeastern North America: part 1 the Daphniidae, Leptodoridae, Bosminidae, Polyphemidae, Holopedidae, Sididae, and Macrothricidae. *Journal of Paleolimnology* **48(3)**: 571 - 586

- Korosi, B. y J. Smol. 2012b. An illustrated guide to the identification of cladoceran subfossils from lake sediments in northeastern North America: Part 2 the Chydoridae. *Journal of Paleolimnology* **48(3)**: 587 - 622
- Korponai, J., K. A. Varga, T. Lengré, I. Papp, A. Tóth and M. Braun. 2011. Paleolimnological reconstruction of the trophic state in Lake Balaton (Hungary) using Cladocera remains. *Hydrobiologia* **676**: 237 - 238
- Kotov, A. A., K. Van Damme and M. Elías - Gutiérrez. 2003. Differentiation between African *Leydigia ciliate* Gauthier, 1939 and Neotropical *L. cf. striata* Birabén, 1939 (Chydoridae, Anomopoda, Cladocera). *Hydrobiologia* **505**: 179 - 197
- Kotov, A. A. 2006. Adaptations of Anomopoda Crustaceans (Cladocera) to the Benthic Mode of Life. *Entomological Review* **86(2)**: s210 - s225
- Kotov, A. A. 2009. A revision of *Leydigia* Kursz, 1875 (Anomopoda, Cladocera, Branchiopoda), and subgeneric differentiation within the genus. *Zootaxa* **2082**: 1 - 84
- Kukla, G. and J. Gavin. 2004. Milankovitch climate reinforcements. *Global and Planetary Change* **40**: 27 - 48
- Kylander, M. E., L. Ampel, B. Wohlfarth and D. Veres. 2011. High - resolution X - ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* **25(1)**: 109 - 117
- Labeyrie, L., J. Cole, K. Alverson, T. Stocker, J. Allen, E. Balbon, T. Blunier, E. Cook, E. Cortijo, R. D'Arrigo, Z. Gedalov, L. Lambeck, D. Paillard, J. L. Turon, C. Waelbroeck and U. Yokohama. 2003. The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary. In: Alverson, K. D., R. S. Bradley and T. F. Pedersen (eds.). *Paleoclimate, Global Change and the Future*. 1 - 221
- Lachniet, M. S., J. P. Bernal, Y. Asmerom, V. Polyak and D. Piperno. 2012. A 2400 yr Mesoamerican rainfall reconstruction links climate and cultural change. *Geology* **40(3)**: 259 - 262
- Lachniet, M. S., Y. Asmerom, J. P. Bernal, V. J. Polyak and L. Vazquez - Selem. 2013. Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. *PNAS* **110(23)**: 9255 - 9260
- Lachniet, M. S., Y. Asmerom, V. Polyak and J. P. Bernal. 2017. Two millennia of Mesoamerican monsoon variability driven by Pacific and Atlantic synergistic forcing. *Quaternary Science Reviews* **155**: 100 - 113
- Lamb, H. H. 1965. The Early Medieval Warm Epoch and Its Sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **1**: 13 - 37
- Lamb, H. H. 1977. *Climate: Present, Past and Future*. Second Edition, Methuen & Co, London. 1 - 410

Last, W. M. 2001. Textural analysis of lake sediments. In: Last, W. M. and J. P. Smol (eds.). 2001. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol 2: Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 1 - 529

Legendre, P. and L. Legendre. 1998. Numerical Ecology. Second English Edition. Elsevier Scientific, Amsterdam. 1 - 870

Leyden, B. 2002. Pollen evidence for climatic variability and cultural disturbance in the Maya lowlands. *Ancient Mesoamerica* **13**: 85 - 101

Lotter, A., J. Birks, W. Hofmann and A. Marchetto. 1997. Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. *Journal of Paleolimnology* **18**: 395 - 420

Lotter, A., J. Birks, W. Hofmann and A. Marchetto. 1998. Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. *Journal of Paleolimnology* **19**: 443 - 463

Lowe J. W. G. 1985. The dynamics of Apocalypse: A Systems Simulation of the Classic Maya. University of the New Mexico Press, Albuquerque, 1st Edition. 1 - 276

Lozano - García, S. 1993. Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* **40**: 332 - 342

Lozano - García, S. and B. Ortega - Guerrero. 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **109**: 177 - 191

Lozano - García, S. and B. Ortega - Guerrero. 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. and L. Vázquez - Selem. 2005. A high - elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *The Holocene* **15(3)**: 329 - 338

Lozano - García, S., S. Sosa - Nájera, Y. Sugiura and M. Caballero. 2005. 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high - altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research* **64**: 70 - 82

Lozano - García, S., M. Caballero, B. Ortega, A. Rodríguez and S. Sosa. 2007a. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of Eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **104(41)**: 16200 - 16203

Lozano - García, S., M. Caballero and B. Ortega. 2007b. Evidencia del impacto humano y cambio climático natural en la región de los Tuxtlas, Ver: Un enfoque multidisciplinario. *Revista Especializada en Ciencias Químico - Biológicas* **10(2)**: 49 - 55

Lozano - García, S., M. Caballero, B. Ortega, S. Sosa, A. Rodríguez and P. Schaaf. 2010. Late Holocene palaeoecology of Lago Verde. Evidence of human impact and climate

change in the northern limit of the neotropics during the late formative and classic periods. *Vegetation History and Archaeobotany* **19**: 177 - 190

Lozano - García, S., E. Torres - Rodríguez, B. Ortega - Guerrero, G. Vázquez and M. Caballero. 2013. Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **370**: 184 - 195

Lüning, S., M. Gałka, F. P. Bamonte, F. G. Rodríguez and F. Vahrenholt. 2019. The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quaternary International* **508**: 70 - 87

Magaña, V. 1999. El Clima y El Niño. In: Magaña, V. (ed.). Los Impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil, Secretaría de Gobernación. México. 1 - 238

Magaña, V., J. Vázquez, J. Pérez and J. Pérez. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional* **42(3)**: 313 - 330

Maliniemi, V. 2016. Observations of Solar Wind Related Climate Effects in the Northern Hemisphere Winter. *Report Series in Physical Sciences* **105**: 1 - 64

Mann, M., M. A. Cane, S. E. Zebiak and A. Clement. 2005. Volcanic and Solar Forcing of the Tropical Pacific over the Past 1000 Years. *Journal of Climate* **18(3)**: 447 - 456

Mann, M., Z. Zhang, S. Rutherford, R. Bradley, M. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi and F. Ni. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* **326**: 1256 - 1260

Marcus, J. and K. V. Flannery. 2000. Cultural evolution in Oaxaca: the origins of the Zapotec and Mixtec civilizations. In: Adams, R. E. W. and M. J. MacLeod (eds.). The Cambridge History of the Native Peoples of the Americas: Volume II: Mesoamerica. Cambridge University Press, Cambridge. 358 - 406.

Marshall, J., A. Donohoe and D. Ferreira. 2014. The ocean's role in setting the mean position of the Inter-Tropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* **42**: 1967 - 1979

Martín - Chivelet, J., R. M. Palma, L. Domingo and J. López - Gómez. 2015. Cicloestratigrafía, Cambio Climático y la Escala de tiempo Astronómico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* **23(2)**: 136 - 145

Maslin, M. A. and S. J. Burns. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin: Effective moisture availability over the past 14,000 Years. *Science* **290**: 2285 - 2287

Mastretta - Yanes, A., A. Moreno - Letelier, D. Piñero, T. H. Jorgesen and B. C. Emerson. 2015. Biodiversity in the Mexican highlands and the interaction of geology, geography and climate within the Trans - Mexican Volcanic Belt. *Journal of Biogeography* **42**: 1586 - 1600

Mayle, F. E., R. Burbridge and T. J. Killeen. 2000: Millennial-Scale dynamics of southern Amazonian rain forests. *Science* **290**: 2291 - 2294

- McLennan, S. M. and R. W. Murray. 1999. Geochemistry of Sediments. In: Marshall, C. P. and Fairbridge, R.W. (eds.). Encyclopedia of geochemistry, Dordrecht: Kluwer Academic. 1 - 170
- Meerhoff, M., C. Fosalba, C. Bruzzone, N. Mazzeo, W. Noordoven and E. Jeppesen. 2006. An experimental study of habitat choice by *Daphnia*: plants signal danger more than refuge in subtropical lakes. *Freshwater Biology* **51**: 1320 - 1330
- Menes, J. M. L. 2013. Hidalgo. Historia de una tierra que se renueva. Miguel Ángel Porrúa, Primera Edición, México. 1 - 475
- Metcalf, S. and P. Hales. 1994. Holocene Diatoms From a Mexican Crater Lake - La Piscina de Yuriria. *Memoirs of the California Academy of Sciences* **17**: 501 505
- Metcalf, S. E. 1995. Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom - based record. *The Holocene* **5(2)**: 196 - 208
- Metcalf, S. E., S. J. Davies, J. D. Braisby, M. J. Leng, A. J. Newton, N. L. Terrett, S. L. O'Hara. 2007. Long and short - term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **247**: 272 - 295
- Metcalf, S. E., M. D. Jones, S. J. Davies, A. Noren and A. MacKenzie. 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán. *The Holocene* **20(8)**: 1195 - 1206
- Metcalf, S. E., J. A. Barron and S. J. Davies. 2015. The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knows' and 'know unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews* **120**: 1 - 27
- Milan, M., C. Bigler, M. Tolotti, K. Szeroczyńska. 2017. Effects of long term nutrient and climate variability on subfossil Cladocera in a deep, subalpine lake (Lake Garda, northern Italy). *Journal of Paleolimnology* **58**: 335 - 351
- Milankovitch M. 1941. *Kanon der Erdbe- strahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenprobkm. Ed. Spec. Acad. Royale Serbe, Belgrade, 132*: 1 - 633 (Canon of Insolation and the Ice Age Problem. English Translation by Israel Program for Scientific Translation and published for the US Department of Commerce and the National Science Foundation, 1969).
- Miller, R. R. and M. L. Smith. 1986. Origin and geography of the fishes of central Mexico. In: C. H. Hocutt and E. O. Wiley (eds.). The zoogeography of North American freshwater fishes. Wiley - Interscience Publications, New York. 487- 519
- Milne, A. R., and R. W. Fitzpatrick. 1977. Titanium and zirconium minerals. In: Dixon, J. B. and S. B. Weed (eds.), Minerals in soil environments. Madison, WI: Soil Science Society of America. 1131 - 1205
- Morrone, J. J. 2004. Panbiogeografía, componentes bióticos y zonas de transición. *Coleopterists Bulletin* **48**: 149 - 162

- Morrone, J. J. 2005. Hacia una síntesis biogeográfica de México. *Revista Mexicana de Biodiversidad* **76(2)**: 207 - 252
- Moy, C., G. Seltzer, D. Rodbell and D. Anderson. 2002. Variability of El Niño/ Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* **420(14)**: 162 - 165
- Müller, H. 1985. The niches of *Bosmina coregoni* and *Bosmina longirostris* in the ecosystem of Lake Constance. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen* **22(5)**: 3137 - 3143
- Munsell Color. 1994. Munsell Soil Color Charts. New Windsor. 1 - 29.
- Myoung, B. and J. W. Nielsen - Gammon. 2010. Sensitivity of Monthly Convective Precipitation to Environmental Conditions. *Journal of Climate* **23**: 166 - 188
- Nalda, E. 2007. "Epiclásico (650 - 900 d.c.). Caída de Teotihuacan y nuevas formas de organización", *Arqueología Mexicana* **86**: 50 - 53
- Neukom, R. and J. Gergis. 2011. Southern Hemisphere high-resolution palaeoclimate records of the last 2000 years. *Holocene* **22**: 501 - 524
- Nilssen, J. P. 1984. An Ecological Jig-Saw Puzzle: Reconstructing Aquatic Biogeography and pH in an Acidified Region. *Report: Institute of Fresh - water Research, Drottningholm* **61**: 139 - 147.
- Nilssen, J. P. and S. Sandøy. 1990. Recent Lake Acidification and Cladoceran Dynamics: Surface Sediment and Core Analyses from Lakes in Norway, Scotland and Sweden. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **327**: 299 - 309
- Nilssen, J. P. and S. B. Wærvågen. 2003. Ecological distribution of pelagic copepods and species relationship to acidification, liming and natural recovery in a boreal area. *Journal of Limnology* **62(1)**: 97 - 114
- Nurminen, L. K. L. and J. A. Horppila. 2002. A diurnal study on the distribution of filter feeding zooplankton: Effect of emergent macrophytes, pH and lake trophy. *Aquatic Sciences* **64**: 198 - 206
- Organización Meteorológica Mundial (OMM). 2014. El Niño/Oscilación del Sur. *Tiempo, Clima y Agua*. **1145**: 1 - 8
- Ortileb, L. and J. Macharé. 1993. Former El Niño events: records from western South America. *Global and Planetary Change* **7**: 181 - 202
- Paillard, D., L. Labeyrie and P. Yiou. 1996. AnalySeries 1.0: a Macintosh software for the analysis of geophysical time - series. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **77(39)**
- Park, J., R. Byrne and H. Böhnel. 2019. Late Holocene Climate Change in Central Mexico and the Decline of Teotihuacan. *Annals of the American Association* **0(0)**: 1 - 17

Pérez, L., J. Lorenschat, J. Massafferro, C. Pailles, F. Sylvestre, W. Hollwedel, G. - O. Brandorff, M. Brenner, G. Islebe, M. - D. Lozano, B. Scharf and A. Schwalb. 2013. Bioindicators of climate and trophic state in lowland and highland aquatic ecosystems of the Northern Neotropics. *Revista de Biología Tropical* **61(2)**: 603 - 644

Pérez, L., S. Lozano - García and M. Caballero. 2015. Non - marine ostracodes from highland lakes in East - central Mexico. *Revista de Biología Tropical (International Journal of Tropical Biology)* **63(2)**: 401 - 425

Philander, S. G. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego. **248(4957)**: 904 - 905

Piperno D., J. Moreno, J. Iriarte, I. Holst, M. Lachniet, J. Jones, A. Ranere and R. Castanzo. 2007. Late Pleistocene and Holocene environmental history of the Iguala Valley, Central Balsas Watershed of Mexico. PNAS **104(29)**: 11874 - 11888

Ponce de León, M. J. I., R. Valencia and A. Ciudad. 2006. Nuevas ciudades, nuevas patrias. Fundación y relocalización de ciudades en Mesoamérica y el mediterráneo antiguo. Sociedad Española de Estudios Mayas, España. 241 - 255

Pool, C. A. and M. A. Ohnersorgen. 2003. Archaeological survey and settlement at Tres Zapotes. In: Pool, C. A. (ed.). Settlement archaeology and political economy at Tres Zapotes, Veracruz, Mexico, monographs series 50. The Cotsen Institute of Archaeology, University of California, Los Angeles. 7 - 31

Poore, R. Z., H. J. Dowsett and S. Verardo. 2003. Millennial - to century - scale variability in Gulf of Mexico Holocene climate records. *Paleoceanography* **18(2)**: 1048

Poveda, G. and O. J. Mesa. 1996. Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia. *Ingeniería Hidráulica en México* **XI(1)**: 21 - 37

Quinby - Hunt, M. and P. Wilde. 1997. Modeling of dissolved elements in sea water. *Ocean Science and Engineering* **11(384)**: 153 - 251

Ramírez, F. 1981. Cladocera. In: Boltovskoy, D. (ed.). Atlas del zooplancton del atlántico sudoccidental y métodos de trabajo con el zooplancton marino. Publicación especial INIDEP. Mar del Plata, Argentina. 533 - 542

Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter. 1981. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Theoretical and Applied Climatology* **39(3)**: 146 - 159

Rasmusson, E. M. and J. M. Wallace. 1983. Meteorological Aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science* **16**: 1195 - 1202

Reddy, K. R., E. M. D'Angelo and T. A. DeBusk. 1990. Oxygen Transport through Aquatic Macrophytes: The Role in Wastewater Treatment. *Journal of Environmental Quality* **19**: 261 - 267

Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Hafliðason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney and J. Van der Plicht. 2013: IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP". *Radiocarbon* **55(4)**: 1869 - 1887

Rein, B., A. Lückge and F. Sirocko. 2004. A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. *Geophysical Research Letters* **31(10)**: 17 - 211

Robertson, A. L. 1990. The population dynamics of Chydoridae and Macrothricidae (Cladocera: Crustacea) from the River Thames, U. K. *Freshwater Biology* **24**: 375 - 389

Robock, A. 2000. Volcanic Eruptions and Climate. *Reviews of Geophysics* **38(2)**: 191 - 219

Rodríguez - Ramírez, A., M. Caballero, P. Roy, B. Ortega, G. Vázquez - Castro and S. Lozano - García. 2015. Climatic variability and human impact during the last 2000 years in western Mesoamerica: evidence of late Classic (AD 600 - 900) and Little Ice Age drought events. *Climate of the Past* **11**: 1239 - 1248

Rodbell, D. T., G. O. Seltzer, D. M. Anderson, M. B. Abbott, D. B. Enfield, J. H. Newman. 1999. An ~ 15,000 - Year Record of El Niño - Driven Alluviation in Southwestern Ecuador. *Science* **283**: 516 - 520

Roy, P., J. D. Quiroz - Jiménez, C. M. Chávez - Lara, J. L. Sánchez - Zavala, L. L. Pérez - Cruz and G. M. Sankar. 2014. Humid Pleistocene - Holocene transition and early Holocene in sub - tropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing. *Boreas. An International Journal of Quaternary Research* **43(3)**: 577 - 588

Russell, J. M. and T. C. Johnson. 2007. Little Ice Age drought in equatorial Africa: Intertropical Convergence Zone migrations and El Niño - Southern Oscillation variability. *Geology* **35**: 21 - 24

Rustic, G. T., A. Koutavas, T. M. Marchitto and B. K. Linsley. 2015. Dynamical excitation of the tropical Pacific Ocean and ENSO variability by Little Ice Age cooling. *Science* **350(6267)**: 1537 - 1541

Rzedowski, J. 1978. Vegetación de México. Editorial Limusa. Primera Edición. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), México. 1 - 504

Sakuma, M., T. Hanazato and A. Saji. 2004. Migration from plant to plant: an important factor controlling densities of the epiphytic cladoceran *Alona* (Chydoridae, Anomopoda) on lake vegetation. *Limnology* **5**: 17 - 23

Sand - Jensen, K. C. Prahll and H. Stokholm. 1982. Oxygen release roots of submerged aquatic macrophytes. *OIKOS* **38**: 349 - 354

Sand - Jensen, K. and J. Borum. 1991. Interactions among phytoplankton, periphyton, and macrophytes in temperate freshwaters and estuaries. *Aquatic Botany* **41**: 137 - 175

- Sanders, W. T., J. R. Parsons and R. S. Santley. 1979. The Basin of Mexico: Ecological Processes in the Evolution of a Civilization. Academic Press, New York. 1 - 561
- Sandoval - Montaña, A. 2000. Análisis palinológico y consideraciones paleoambientales de un sondeo en el exlago de Texcoco, Cuenca de México: México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. México City, México. 1 - 198
- Sarma, S. S. S., S. Nandini and R. D. Gulati. 2005. Life history strategies of cladocerans: comparisons of tropical and temperate taxa. *Hydrobiologia* **542**: 315 - 533
- Scheffer, M., S. H. Hosper, M. - L. Meijer, B. Moss and E. Jeppesen. 1993. Alternative Equilibria in Shallow Lakes. *TRENDS in Ecology & Evolution* **8(8)**: 275 - 279
- Schmidt, G., D. Shindell, R. Miller, M. Mann and D. Rind. 2004. General circulation modelling of Holocene climate variability. *Quaternary Science Reviews* **23**: 2167 - 2181
- Schneider, T., T. Bischoff and G. Haug. 2014. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature* **513**: 45 - 53
- Seager, R., N. Graham, C. Herweijer, A. L. Gordon, Y. Kushnir and E. Cook. 2007. Blueprints for Medieval hydroclimate. *Quaternary Science Reviews* **26**: 2322 - 2336
- Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP). 1992. *Síntesis geográfica del estado de Hidalgo*, SPP, INEGI, México
- Shanahan, T. M., J. T. Overpeck, K. J. Anchukaitis, J. W. Beck, J. E. Cole, D. L. Dettman, J. A. Peck, C. A. Scholz and J. W. King. 2009. Atlantic Forcing of Persistent Drought in West Africa. *Science* **324**: 377 - 380
- Shen, C., W. - C. Wang, Y. Peng, Y. Xu and J. Zheng. 2009. Variability of summer precipitation over Eastern China during the last millennium. *Climate of the past* **5**: 129 - 141
- Shindell, D. T., G. A. Schmidt, M. E. Mann, D. Rind and A. Waple. 2001. Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum. *Science* **294**: 2149 - 2152
- Siebe, C., J. L. Macías, M. Abrams, S. Rodríguez, R. Castro and H. Delgado. 1995. Quaternary Explosive Volcanism and Pyroclastic Deposits in East Central Mexico: Implications for Future Hazards. In: Chacko, J. J. and J. A. Whitney (eds.). *Guide of Geological Excursions for the 1995 Annual Meeting of the Geological Society of America, New Orleans, Book 1*. Basin Research Institute, Baton Rouge, Louisiana. 1 - 48
- Sigala, I., M. Caballero, A. Correa - Metrio, S. Lozano - García, G. Vázquez, L. Pérez and E. Zawisza. 2017. Basic limnology of 30 continental waterbodies of the Transmexican Volcanic Belt across climatic and environmental gradients. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **69(2)**: 313 - 370
- Simmons E. C. 1998. Strontium: Element and geochemistry. In: Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Dordrecht

- Sinev, A. Y. 1998. *Alona ossiani* sp.n., a new species of the *Alona affinis* complex from Brazil, deriving from the collection of G. O. Sars (Anomopoda: Chydoridae). *Arthropoda Selecta* **7(2)**: 103 - 110
- Sinev, A. Y. 2001. Redescription of *Alona glabra* Sars, 1901, a South American species of the *pulchella* - group (Branchiopoda: Anomopoda: Chydoridae). *Arthropoda Selecta* **10(4)**: 273 - 280
- Sinev, A. Y. and M. Silva - Briano. 2012. Cladocerans of genus *Alona* Baird, 1843 (Cladocera: Anomopoda: Chydoridae) and related genera from Aguascalientes State, Mexico. *Zootaxa* **3569**: 1 - 24
- Sinev, A. Y. 2015. Revision of the *pulchella* - group of *Alona* s. lato leads to its translocation to *Ovalona* Van Damme et Dumont, 2008 (Branchiopoda: Anomopoda: Chydoridae). *Zootaxa* **4044(4)**: 451 - 492
- Singer, A. and J. Navrot. 1973. Some aspects of the Ca and Sr weathering cycle in the lake Kinneret (lake Tiberias) drainage basin. *Chemical Geology* **12**: 209 - 218
- Sly, P. G. 1978. Chapter 3. Sedimentary Processes in Lakes. In: Lerman, A. (ed.). Lakes - Chemistry, Geology, Physics. Springer Verlag, New York. 1 - 363
- Smirnov, N. N. 2017. Physiology of the Cladocera. Second Edition. Academic Press. 1 - 401
- Smith, H. M. 1941. Las provincias bióticas de México, según la distribución geográfica de las lagartijas del género *Sceloporus*. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas* **2**: 103 - 110
- Sosa - Nájera, S., S. Lozano - García, P. D. Roy and M. Caballero. 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **62**: 437 - 451
- Sprules, W. G., J. C. H. Carter and C. W. Ramcharan. 1984. Phenotypic associations in the Bosminidae (Cladocera): Zoogeographic patterns. *Limnology and Oceanography* **29(1)**: 161 - 169
- Stahle, D. W., J. Villanueva - Díaz, D. J. Burnette, J. Cerano - Paredes, R. R. Heim Jr., F. K. Fye, R. Acuna - Soto, M. K. Cleaveland and D. K. Stahle. 2011. Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters* **38**: 1 - 4
- Stansfield, J., B. Moss and K. Irvine. 1989. The loss of submerged plants with eutrophication III. Potential role of organochlorine pesticides: a palaeoecological study. *Freshwater Biology* **22**: 109 - 132
- Stansfield, J. H., M. R. Perrow, L. D. Tench, A. J. D. Jowitt and A. A. L. Taylor. 1997. Submerged macrophytes as refuges for grazing Cladocera against fish predation: observations on seasonal changes in relation to macrophyte cover and predation pressure. *Hydrobiologia* **342/343**: 229 - 240

- Steinhilber, F. and J. Beer. 2011. Solar activity - the past 1200 years. *PAGES Newsletter* **19(1)**: 5 - 6
- Stine, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during medieval time. *Nature* **369**: 546 - 549
- Stuart, L. C. 1964. Fauna of Middle America. In: Handbook of Middle American Indians. Vol. 1, R. C. West (ed.). University of Texas Press, Austin, Texas. 316 - 363
- Stuiver, M., A. Long and R. S. Kra (eds.). 1993. Calibration 1993. *Radiocarbon* **35(1)**: 1 - 244
- Stuiver, M., P. J. Reimer and T. F. Braziunas. 1998. High - Precision Radiocarbon Age Calibration for Terrestrial and Marine Samples. *Radiocarbon* **40(3)**: 1127 - 1151
- Suter, M. 2004. A neotectonics - geomorphologic investigation of the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztitlán. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **21(3)**: 397 - 411
- Sweetman, J. N. and J. P. Smol. 2006. Patterns in the distribution of cladocerans (Crustacea: Brachiopoda) in lakes across a north-south transect in Alaska, USA. *Hydrobiologia* **533**: 277 - 291
- Szeroczyńska, K. 2002. Human impact on lakes recorded in the remains of Cladocera (Crustacea). *Quaternary International* **95(96)**: 165 - 174
- Szeroczyńska, K. and K. Sarmaja - Korjonen. 2007. Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friend of the Lower Vistula Society, Poland. 1 - 83
- Szeroczyńska, K., E. Zawisza and M. Wojewódka, 2015. Initial time of two high altitude crater lakes (Nevado De Toluca, Central Mexico) recorded in subfossil Cladocera. *Studia Quaternaria* **32**: 109 - 116
- Tarback, E. J. and F. K. Lutgens. 2005. Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. 8ª edición. Pearson Educación S. A. Madrid. España. 1 - 736
- Tereshchenko, I., A. Filonov, A. Gallegos, C. Monzón and R. Rodríguez. 2002. El Niño 1996 - 98 and the hydrometeorological variability of Chapala, a shallow tropical lake in México. *Journal of Hydrology* **264**: 133 - 146
- Testard, J. 2017. Arqueología, fuentes etnohistóricas y retóricas de legitimización: un ensayo reflexivo sobre los olmecas xicalancas. *Anales de Antropología* **51**: 142 - 153
- Thomas, R., M. Meybeck and A. Beim. 1996. Chapter 7* - Lakes. In: Water Quality Assessments - A Guide to Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring. Deborah Chapman (ed.). Second Edition. 1 - 669
- Thomaz, S. M. and E. R. Cunha. 2010. The role macrophytes in habitat structuring in aquatic ecosystems: methods of measurement, causes and consequences on animal assemblages' composition and biodiversity. *Acta Limnologica Brasiliensia* **22(2)**: 218 - 236

Timms, R. M. and B. Moss. 1984. Prevention of growth of potentially dense phytoplankton populations by zooplankton grazing, in the presence of zooplanktivorous fish, in a shallow wetland ecosystem. *Limnology and Oceanography* **29(3)**: 472 - 486

Torres - Rodríguez, E., S. Lozano - García, B. L. Figueroa - Rangel, B. Ortega - Guerrero and G. Vázquez - Castro. 2012. Cambio ambiental y respuestas de la vegetación de los últimos 17,000 años en el centro de México: el registro del lago de Zirahuén. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **29(3)**: 764 - 778

Tribouillard, N., T. J. Algeo, T. Lyons and A. Riboulleau. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology* **232**: 12 - 32

Trouet, V., J. Esper, N. E. Graham, A. Baker, J. D. Scourse and D. C. Frank. 2009. Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* **324**: 78 - 80

Troup, A. J. 1965. The 'southern oscillation'. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **13**: 490 - 506

Uimonen - Simola and K. Tolonen. 1987. Effects of recent acidification on Cladocera in small clear-water lakes studied by means of sedimentary remains. *Hydrobiologia* **145**: 343 - 351

Van Damme, K. and H. J. Domont. 2008. Further division of *Alona* Baird, 1843: separation and position of *Coronatella* Dybowski & Grochowski and *Ovalona* gen.n. (Crustacea: Cladocera). *Zootaxa* **1960**: 1 - 44

Vázquez - Molina, J., A. Correa - Metrio, E. Zawisza, J. Franco - Gaviria, L. Pérez, F. Romero, B. Prado, F. Charqueño - Célis and M. Esperón - Rodríguez. 2016. Decoupled lake history and regional moisture availability in the middle elevations of tropical Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **33(3)**: 355 - 364

Vázquez - Sánchez, E. and R. Jaimes - Palomera. 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional* **28(2)**: 133 - 190

Verschuren, D., J. Tibby, K. Sabbe and N. Roberts. 2000. Effects of Depth, salinity, and substrate on the invertebrate community of a fluctuating tropical lake. *Ecology* **81(1)**: 164 - 182

Veytia, M. 1944. Historia antigua de México, t. I, Leyenda, México. 1 - 322

Villalobos, L. 2006. Estado de conocimiento de los Crustáceos Zooplancticos Dulceacuícolas de Chile. *Gayana* **70(1)**: 31 - 39

Wærvågen, S. B. and J. P. Nilssen. 2011. Seasonal dynamics and life histories of pelagic cladocerans (Crustacea; Cladocera) in an acid boreal lake. *Journal of Limnology* **70(1)**: 83 - 101

Waliser, D. E. and C. Gautier. 1993. A Satellite - derived Climatology of the ITCZ. *Journal of Climate* **6(11)**: 2162 - 2174

- Walker, M. J. C., M. Berkelhammer, S. Björck, L. C. Cwynar, D. A. Fisher, A. J. Long, J.J. Lowe, R. M. Newham, S. O. Rasmussen and H. Weiss. 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working group of INTIMATE (Integration of ice - core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. *Journal of Quaternary Science* **27(7)**: 649 - 659
- Walker, M., M. J. Head, M. Berkelhammer, S. Björck, H. Cheng, L. Cwynar, D. Fisher, V. Gkinis, A. Long, J. Lowe, R. Newham, S. O. Rasmussen and H. Weiss. 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. *Episodes* **41(4)**: 213 - 223
- Wang, C., D. B. Enfield, L. S. - K. Lee and C. W. Landsea. 2006. Influences of the Atlantic Warm Pool on Western Hemisphere Summer Rainfall and Atlantic Hurricanes. *Journal of Climate* **19**: 3011 - 3028
- Watts, W. A. and J. P. Bradbury. 1982. Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the west - central Mexican Plateau and at Chalco in the basin of Mexico. *Quaternary Research* **17**: 56 - 70
- Weltje, G. J. and R. Tjallingii. 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth Planetary Science Letters* **274**: 423 - 438
- Wetzel, R. G. 2001. Limnology. Lake and River Ecosystems. Third Edition. Academic Press. *An Imprint of Elsevier*. 1 - 1006
- Whiteside, M. C. and R. V. Harmsworth. 1967. Species Diversity in Chydorid (Cladocera) Communities. *Ecology* **48**: 664 - 667
- Whiteside, M. C. 1970. Danish Chydorid Cladocera: Modern Ecology and Core Studies. *Ecological Monographs* **40(1)**: 79 - 118
- Whiteside, M. C. and C. Lindegaard. 1982. Summer distribution of zoobenthos in Grane Langso, Denmark. *Freshwater Invertebrate Biology* **1**: 2 - 16
- Whiteside, M. C. and M. R. Swindoll. 1988. Guidelines and Limitations to Cladoceran Paleocological Interpretations. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **62**: 405 - 412
- Wojewódka, M., E. Zawisza, S. Cohuo, L. Macario-González, A. Schwalb, I. Zawiska and L. Pérez. 2016. Ecology of Cladocera species from Central America based on subfossil assemblages. *Advances in Oceanography and Limnology* **7(2)**: 145 - 156
- Zamudio, R., J. Rzedowski, G. Carranza and G. Calderón de Rzedowski. 1992. La vegetación del estado de Querétaro, Instituto de Ecología, Pátzcuaro, Michoacán, México
- Zawiska, I., E. Zawisza, M. Woszczyk, K. Szeroczyńska, W. Spsychalski and A. Correa - Metrio. 2013. Cladocera and geochemical evidence from sediment cores show trophic changes in Polish dystrophic lakes. *Hydrobiologia* **715**: 181 - 193

Zawiska I, M. Słowiński, A. Correa - Metrio, M. Obremska, T. Luoto, L. Nevalainen, M. Woszczyk and K. Milecka. 2015. The response of a shallow lake and its catchment to late glacial climate changes - a case study from eastern Poland. *Catena* **126**: 1 - 10

Zawisza, E. and K. Szeroczyńska. 2007. The development History of Wigry Lake as show by subfossil Cladocera. *Geochronometria* **27**: 67 - 74

Zawisza, E. M. Caballero and C. Ruiz - Fernandez. 2012. 500 Years of Ecological Change Recorded in Subfossil Cladocera in a High - Altitude, Tropical Lake Lago de La Luna, Central Mexico. *Studia Quaternaria* **29**: 23 - 29

Zawisza, E., I. Zawiska and A. Correa - Metrio. 2016. Cladocera Community Composition as a Function of Physicochemical and Morphological Parameters of Dystrophic Lakes in NE Poland. *Wetlands* **36(6)**: 1131 - 1142

Zawisza, E., E. Cuna, M. Caballero, A. C. Ruiz - Fernandez, K. Szeroczyńska, M. Woszczyk and I. Zawiska. 2017. Environmental changes during the last millennium recorded in subfossil Cladocera, diatoms and sediment geochemistry from Lake El Sol (Central Mexico). *Geological Quarterly* **61(1)**: 81 - 90

Zhang, Z., G. Leduc and J. P. Sachs. 2014. El Niño evolution the Holocene revealed by a biomarker rain gauge in the Galápagos Islands. *Earth and Planetary Letters* **404**: 420 - 434

Zhu, C., T. Cavazos and D. P. Lettenmaier. 2007. Role of Antecedent Land Surface Conditions in Warm Season Precipitation over Northwestern Mexico. *Journal of Climate* **20**: 1774 - 1791