



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“HISTORIA CLIMÁTICA Y CAMBIOS EN LA VEGETACIÓN EN LA CUENCA DE MÉXICO
DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL”

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

ESPERANZA TORRES RODRÍGUEZ

TUTOR:

DRA. MARÍA DEL SOCORRO LOZANO GARCÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR:

DRA. MARÍA DEL SOCORRO LOZANO GARCÍA (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)
DRA. MARGARITA ERNA CABALLERO MIRANDA (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM)
DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM (INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM)

MÉXICO, D.F. NOVIEMBRE DEL 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

OFICIO/PCT/ESR/738/15.

Asunto: Aprobación de título, asesor de Tesis y jurado para examen de grado.

ESPERANZA TORRES RODRIGUEZ

Estudiante de Doctorado
Ciencias Ambientales
Presente.

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el día 30 de junio del presente año, analizó y APROBO el tema de tesis titulado "Historia climática y cambios en la vegetación en la Cuenca de México durante el último ciclo glacial" y a los siguientes investigadores como su jurado para examen de grado:

Dr. Lorenzo Vázquez Selem	Presidente
Dra. Beatriz Ortega Guerrero	Vocal
Dra. Socorro Lozano García	Secretario
Dra. Laura Beramendi Oroscó	Suplente
Dr. Pedro Faustino Zárate	Suplente

Así mismo le informo que la Dra. Socorro Lozano García, fue designada como su asesora de tesis.

Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria a 7 de agosto de 2015.
LA COORDINADORA DEL PROGRAMA

UNAM
POSGRADO
Ciencias de la Tierra




DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

C.c.p. - Archivo

Institutos de Geofísica, Geología, Geografía e Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, Centros de Ciencias de la Atmósfera y de Geociencias, Facultades de Ciencias e Ingeniería,
Tels. 5622-4130, 5622-4324 ext. 122,
<http://www.pctierra.unam.mx>
pctierra@unam.mx

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM por permitirme llevar a cabo mis estudios de doctorado.

Al proyecto UNAM DGAPA-PAPITT IN109012

Al Apoyo económico otorgado por el Instituto de Geología para finalizar la escritura de este trabajo.

Al comité tutor que evaluó la trayectoria y la realización de este trabajo conformado por: la Dra. María del Socorro Lozano García, por la Dra. Margarita Erna Caballero Miranda y por el Dr. Lorenzo Vázquez Selem.

Al jurado de examen aprobado conformado por la Dra. María del Socorro Lozano García, por la Dra. Beatriz Ortega Guerrero, por la Dra. Laura Beramendi Orosco, por el Dr. Lorenzo Vázquez Selem y por el Dr. Pedro Faustino Zárate del Valle.

A mi asesora de tesis Dra. María del Socorro Lozano García por su apoyo, crítica y enseñanza durante todo el proceso. Por todo lo que me ha enseñado, muchas gracias.

Un agradecimiento especial al Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy por facilitarme el acceso al equipo HiperTOC, por su amistad, asesoramiento y ayuda en el análisis y en la interpretación de los datos de carbono y de carbón discutidos en este trabajo. Por su crítica y por sus consejos.

Al Dr. Mark Bush por facilitarme el acceso a los laboratorios del Instituto Tecnológico de Florida para llevar a cabo la extracción y conteo de las partículas de carbón analizadas en este trabajo.

Al Dr. Alexander Correa Metrio por su ayuda en el análisis estadístico de los datos así como por su asesoramiento en la técnicas de extracción en el laboratorio.

A la Dra. Susana Sosa por su asesoramiento en el laboratorio.

Agradezco especialmente a la Dra. Laura Beramendi Orosco del Laboratorio Universitario de Radiocarbono (LUR) (IGL- UNAM) por la construcción del modelo edad-profundidad para la secuencia sedimentaria analizada en este trabajo, por su amistad, comprensión y paciencia durante todo el proceso.

Al Dr. Juan Pablo Bernal del Centro de Geociencias (UNAM) por facilitarnos la datación U/Th reportada y utilizada en la elaboración del modelo de edad-profundidad.

A los estudiantes Bernardo Bastien, Raiza Pilatowski Gruner y AnaLaura Medina por su ayuda en el laboratorio.

A la Dra. Laura Calvillo Canadell por facilitarme el uso del microscopio estereoscópico para concluir la identificación de las partículas de carbón.

A la Dra. Blanca Figueroa Rangel por sus comentarios y opiniones al trabajo en la primer etapa de su desarrollo.

Agradecimientos personales:

A mi familia: Mi mamá por seguir en mis pensamientos y en mi corazón. Mi papá, Rafael Torres Sánchez, por siempre estar presente, por seguir ahí para mi y por confiar en mi en todo momento. Ana María Sánchez por todos los años de cariño y comprensión y a mis hermanos Violeta y Rafael.

Al Dr. Bernardo P. Zamorano por estos tres lindos años compartiendo juntos, por estar conmigo y por todos los planes que nos esperan por cumplir...hasta dar el rucazo!!

A mi mejor amiga Claudia Serrano por todo lo que hemos pasado, aprendido y por continuar en la búsqueda del hueso!!!

Al Dr. Jorge Gama Castro por su amistad, por sus consejos y enseñanzas. Por escucharme cuando más lo necesitaba, y por todas las veces (que dejé de contarlas) durante las cuales me dio ánimos para continuar y terminar.

A la Dra. Elizabeth Solleiro por siempre estar ahí, también presente y por ser parte importante durante mi formación en el Instituto de Geología, muchas gracias.

A la Dra. Carolina Jasso por su amistad y por todas las horas de plática y relajación!

A mis amigos, bellos siempre: Cirene, Cirenita, Cireniux!, Berenice Solis, Gabriel Vázquez, Gina, Claus otra vez, el César aunque no esté!, Iriliana (ten paciencia que el día llega), Davis (ánimo y con todo; recordando los mandamientos y la santa biblia de la ciencia todo es posible!), Lety que está en casa de Mafalda, Gaby Martínez por estar conmigo desde que compartíamos el biberón! (ahora compartimos la chela claro; el whisky no porque ese sólo es mío!), a Alicia (por todas esas horas de relajación bajo el legado del señor tinto), Itzel, Mi Robert, por seguir en mis pensamientos, Fabiola (manzana) y los que me falten!!

Al Cartel del Hueso: Patolin y Salchichita, Ladybebeauty y babyraptor!

Tras el vivir y el soñar,
está lo que más importa:
despertar.

Antonio Machado

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN (p 20)

ANTECEDENTES (p 25)

HIPÓTESIS (p 29)

OBJETIVO GENERAL (p 30)

OBJETIVOS PARTICULARES (p 31)

Capítulo I ÁREA DE ESTUDIO (p 32)

- 1.1 Fisiografía y características litológicas de la cuenca de México
- 1.2 Fisiografía y características geológicas y litológicas de la cuenca de Chalco
- 1.3 Limnología e hidrología del lago de Chalco
- 1.4 Vegetación del lago de Chalco
- 1.5 Estudios paleo-ambientales que se han llevado a cabo dentro de la cuenca de Chalco
- 1.6 Estratigrafía del lago de Chalco
- 1.7 Cronología de los sedimentos de Chalco
- 1.8 Forzamientos que regulan el clima actual de México

Capítulo II METODOLOGÍA (p 50)

- 2.1 Método de campo
- 2.2 Método de laboratorio
 - 2.2.1 Cronología
 - 2.2.2. Métodos de extracción y medición de los 4 proxys paleo-climáticos

Capítulo III RESULTADOS E INTERPRETACIÓN (p 62)

- 3.1 Litoestratigrafía
- 3.2 Modelo de Edad-Profundidad
- 3.3 Proxys paleo-climáticos (indicadores de cambio climático)
- 3.4 Interpretación de resultados

Capítulo IV EVENTOS DE SEQUÍA Y EPISODIOS DE INCENDIO EN EL SUR DE LA CUENCA DE MÉXICO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL (p 74)

4.1 Introducción

4.2 Análisis estadístico del registro de la serie de carbón CHAR

4.3 Registro de las tasas de acumulación de carbón (CHAR) para los sedimentos del lago de Chalco

4.4 Registro del contenido de CIT estandarizado para los sedimentos del lago de Chalco

4.5 Registro de sequía en el lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG)

4.6 Historia de los episodios de incendio en el lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG)

4.7 Forzamientos climáticos para el registro de sequía y los episodios de incendio en el lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG)

4.7.1 Forzamiento Orbital (Solar)

4.7.2 Forzamiento Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

4.8 Conclusiones

Capítulo V HISTORIA DE LA VEGETACIÓN EN LA CUENCA DE MÉXICO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL (p 95)

5.1 Introducción

5.2 Metodología

5.3 Resultados

5.3.1 Espectros de polen y puntajes del DCA regional

5.3.2 Zonas de polen

5.3.3 Espectros de polen, palinomorfos y puntajes del DCA local

5.4 Análisis de coeficientes de varianza (VRs) y regresión

5.5 Discusión

5.5.1 Dinámica de la vegetación regional y local durante el UCG en el lago de Chalco

5.5.1a) Vegetación regional (ordenación e interpretación del DCA regional)

5.5.1b) Vegetación local (ordenación e interpretación del DCA local)

5.6 Patrones de estructuración y configuración de la vegetación del lago de Chalco durante el

UCG

5.7 La vegetación en la cuenca del lago de Chalco desde MIS 5a al MIS 2 (~85-10.8 ka)

5.8 Conclusiones

Capítulo VI HISTORIA CLIMÁTICA EN EL LAGO DE CHALCO (CUENCA DE MÉXICO) DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL (p 145)

6.1 Introducción

6.2 Respuesta de la vegetación del lago de Chalco ante las variaciones en la temperatura y en la humedad desarrolladas durante el UCG

6.2.1 Variaciones en la temperatura y la respuesta de la vegetación

6.2.2 Variaciones en la humedad y la respuesta de la vegetación

6.2.3 Tendencias hacia condiciones de mayor humedad

6.2.4 Tendencias hacia condiciones secas (o de mayor evaporación)

6.2.5 Tendencias hacia condiciones de mayor salinidad

6.3 Variabilidad climática durante el UCG: eventos Heinrich, ciclos D-O

6.4 Eventos Heinrich y eventos D-O en la vegetación del lago de Chalco

6.4.1 Eventos Heinrich en los sedimentos del lago de Chalco

6.4.2 Evidencias de variabilidad climática a escala milenaria en los sedimentos del lago de Chalco

6.4.3 Eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) en los sedimentos del lago de Chalco

6.5 Forzamientos y tendencias climáticas regionales

Capítulo VII CONCLUSIONES GENERALES (p 189)

Apéndice I LISTA DE ACRÓNIMOS (p 193)

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de localización de la cuenca de México (p 33)
- Figura 2.** Columnas estratigráficas de los pozos profundos perforados en la cuenca de México (p 35)
- Figura 3.** Mapa geológico de la cuenca de Chalco (p 37)
- Figura 4.** Columna estratigráfica del lago de Chalco del núcleo B (p 44)
- Figura 5.** Modelo climático de los principales factores que controlan el clima actual de México (p 48)
- Figura 6.** Climatograma de la región de la cuenca de México (p 49)
- Figura 7.** Correlación estratigráfica de los núcleos sedimentarios (CHA08 II-VI y CHA11- VII) perforados en el lago de Chalco (p 51)
- Figuras 8 y 9.** Fotografías del análisis en el software ImageJ de las partículas de carbón (p 56)
- Figura 10.** Litoestratigrafía y modelo de edad de la secuencia sedimentaria (p 64)
- Figura 11.** Registros de carbón, carbono (CT, COT y CIT), susceptibilidad magnética (SM) y la relación C/N de los sedimentos del lago de Chalco entre ~85 y ~10.8 ka (p 67)
- Figura 12.** Tasas de acumulación de carbón (CHAR), susceptibilidad magnética (SM) y contenido de carbono inorgánico total (CIT) para el registro sedimentario del lago de Chalco entre ~85 y ~10.8 ka (p 81)
- Figura 13.** Registro de episodios de incendio de los sedimentos del lago de Chalco para el intervalo ~85 y ~10.8 ka (p 86)
- Figura 14.** Comparación del registro de carbono inorgánico total (carbonatos) del lago de Chalco con el registro del análisis del porcentaje de reflectancia al color de los sedimentos de la cuenca de Cariaco, Venezuela y con el registro de paleo-temperatura NGRIP (p 88)
- Figura 15.** Diagrama resultante del análisis de correspondencia sin tenencia (DCA) regional (p 102)
- Figura 16.** Diagrama palinológico regional del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG) (p 108)
- Figura 17.** Diagrama resultante del DCA local (p 110)
- Figura 18.** Diagrama palinológico local del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka

(UCG) (p 114)

Figura 19. Distribución de la probabilidad de densidad de los coeficientes de variación (VRs) entre y dentro de los grupos funcionales (p 116)

Figura 20. Relaciones de varianza estratificada (p 117)

Figura 21. Coeficientes estimados de las regresiones de Poisson para la vegetación regional del lago de Chalco (p 119)

Figura 22. Coeficientes estimados de las regresiones logísticas para la vegetación regional del lago de Chalco (p 120)

Figura 23. Coeficientes estimados de las regresiones logísticas y Poisson para palinomorfos locales del lago de Chalco (p 122)

Figura 24. Fluctuaciones en el tipo de cobertura vegetal del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG) (p 126)

Figura 25. Fluctuaciones en el nivel y en la salinidad del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG) (p 131)

Figura 26. Eventos de sucesión de los bosques en el lago de Chalco durante el UCG (p 135)

Figura 27. Principales cambios en la vegetación (regional y local) del lago de Chalco desde el MIS 5a hasta el MIS 2 (p 142)

Figura 28. Respuesta a los cambios en la temperatura de la vegetación regional del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka) (p 149)

Figura 29. Tendencias hacia condiciones de mayor humedad en el registro sedimentario del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka) (p 152)

Figura 30. Tendencias hacia condiciones de sequía en el registro sedimentario del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka) (p 155)

Figura 31. Periodos de condiciones de mayor salinidad en el registro sedimentario del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka) (p 157)

Figura 32. Eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) en el núcleo de hielo NGRIP (Groenlandia) (p 164)

Figura 33. Eventos Heinrich en el registro sedimentario del lago de Chalco (p 168)

Figura 34. Resultados del análisis espectral de los sedimentos del lago de Chalco (p 169)

Figura 35. Eventos D-O identificados en la vegetación del lago de Chalco para el UCG (~85-

10.8 ka) (p 171)

Figura 36. MIS 3 (~59-28 ka) de los sedimentos del lago de Chalco (p 174)

Figura 37. Interestadales asociados a los Eventos D-O durante el UCG (~85-10.8 ka) en el lago de Chalco y su correlación con los registros NGRIP, los epeleotemas de las cuevas Fort Station, Nuevo México y Terciopelo, Costa Rica y el registro sedimentario de la cuenca marina el Cariaco, Venezuela (p 181)

Figura 38. Estadales asociados a los Eventos D-O durante el UCG (~85-10.8 ka) en el lago de Chalco y su correlación con los registros NGRIP, los epeleotemas de las cuevas Fort Station, Nuevo México, Terciopelo, Costa Rica y el registro sedimentario de la cuenca marina el Cariaco, Venezuela (p 182)

Figura 39. Comparación de los eventos H identificados en el lago de Chalco con el el registro de CIT y con las variaciones en la insolación de primavera (20 °N) para el UCG (~85-10.8 ka) (p 187)

TABLAS

Tabla 1. Edades de radiocarbono (^{14}C) y de U/Th de la secuencia sedimentaria del lago de Chalco para el UCG (p 53)

Tabla 2. Listado de palinomorfos identificados en los sedimentos del lago de Chalco para el UCG (p 72)

RESUMEN

El último ciclo glacial (UCG) (~115 a 10 ka) se caracterizó por una disminución gradual de las temperaturas, con una alta variabilidad climática reflejada principalmente por oscilaciones en la temperatura y en la circulación oceánica, en escalas milenarias, conocidas como ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) y eventos Heinrich (EH). En el presente trabajo se analiza una secuencia sedimentaria compuesta de 72 m, obtenida en el lago de Chalco, cuenca de México, para documentar la variabilidad climática a escalas milenarias, durante el UCG. Se utilizaron 12 dataciones de radiocarbono (^{14}C) en concentrados de polen y ostrácodos, y una datación de U/Th en minerales circones, identificados en una tefra localizada a los 63.5 m de profundidad, para generar un modelo de edad-profundidad, a partir del cual estimamos una edad de ~85 ka cal AP para la base de la secuencia.

Se analizan los conjuntos polínicos y de palinomorfos para establecer la historia de la vegetación regional y local del último ciclo glacial (UCG) en la cuenca. Además, el contenido de partículas de material carbonizado se utiliza para documentar episodios de incendio durante el UCG. Los datos geoquímicos tales como, carbono total (CT), carbono inorgánico total (CIT), carbono orgánico total (COT) y la relación carbono/nitrógeno (C/N) se emplean para establecer la relación del contenido de CT, CIT y COT con patrones climáticos o paleo-ambientales y para identificar la procedencia de la materia orgánica preservada en los sedimentos de la cuenca de Chalco.

Con base en el conjunto polínico regional, la vegetación alrededor de la cuenca del

lago de Chalco, durante el UCG, estuvo caracterizada por una alternancia entre bosques de coníferas, con *Pinus* como elemento predominante, y bosques más diversos conformados por *Quercus* y en menor proporción vegetación tipo mesófila, los cuales estuvieron regulados principalmente por fluctuaciones en la temperatura. Los palinomorfos locales indican que hay periodos de disminución y aumento en los niveles lacustres. Durante los eventos de aumento en los niveles del lago, se registró el alga *Botryococcus*, mientras que para los eventos de disminución, se registró una expansión de plantas hidrófitas, con evidencias de condiciones de eutroficación y en ocasiones, se documentan altas concentraciones de un tipo de estructuras de resistencia denominado Texcocana, el cual ha sido identificado en secuencias lacustres del lago de Chalco previamente analizadas, y por su asociación con el polen de *Ruppia maritima*, se infieren condiciones de alta salinidad. La presencia de estas estructuras indican el desarrollo de aguas más salobres durante diferentes etapas a lo largo del UCG, sobre todo durante el MIS 5a (~82-74 ka) y el MIS 3 (~59-28 ka).

A partir del análisis del registro de CIT, que representa la abundancia de carbonatos autigénicos precipitados durante periodos de incremento en la temperatura y en la salinidad, se generó un registro de episodios de sequía los cuales fueron coincidentes con los periodos de reducido nivel lacustre y con los periodos de mayor salinidad indicados por Texcocana. Durante el Pleistoceno tardío, el régimen de sequías estuvo controlado por los cambios en la insolación de primavera con base en la correlación positiva del registro de CIT con las variaciones en la insolación de primavera (20 °N) para los últimos ~85 ka.

A partir del análisis del registro de partículas de carbón, se obtuvo una serie de episodios de incendio para la cual fue posible diferenciar entre incendios regulados por el

clima e incendios que pudieron estar asociados a la actividad volcánica. A partir de la comparación de los diferentes episodios de incendio con el registro de vegetación, se infiere que éstos fueron uno de los principales controladores en la estructuración y en la configuración de las comunidades vegetales desarrolladas durante el UCG. Hay evidencias de eventos de sucesión en la regeneración de bosques de pino identificados a lo largo del UCG, durante los cuales las plantas herbáceas, *Quercus* y *Alnus* fueron elementos importantes.

Con el análisis espectral aplicado a las series de tiempo CHAR (acumulación de partículas de carbón, contenido de COT y contenido de CIT) se detectó una periodicidad de ~1538 años la cual podría estar relacionada con los ciclos D-O, sugiriendo que los registros de cambio paleo-ambiental de Chalco respondieron a las oscilaciones climáticas (ciclos D-O y eventos Heinrich) documentadas para Groenlandia y para el Atlántico Norte durante el UCG. Así, fueron identificados los EH6 al EH1, los cuales estuvieron caracterizados por la presencia de bosques de pino y bajos niveles lacustres con salinidad variable. Se observa que las condiciones paleo-ambientales durante los EH identificados en la cuenca de Chalco, fueron coincidentes con las condiciones paleo-ambientales reportadas para los EH documentados en el lago de Petén Itzá, al norte de Guatemala; con excepción del UMG. Referente a los ciclos D-O, se observó que el desarrollo de bosques de *Quercus* correlacionó con 17 de los 25 eventos D-O (eventos 20, 19, 17, 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4 y 3) y para el MIS 3 se documentan altos valores en el contenido de CIT.

La comparación del registro de CIT del lago de Chalco con los registros de los espeleotemas de las cuevas Fort Station, en Nuevo México, Terziopelo, en Costa Rica y con

el registro sedimentario de la cuenca marina de Cariaco, Venezuela, indica que el lago de Chalco presenta una similitud con los registros de Costa Rica y Venezuela, sugiriendo que los forzamientos climáticos involucrados en la regulación de los cambios ambientales y en la vegetación, registrados para el lago de Chalco durante el UCG, fueron las variaciones en la insolación de primavera, en la posición media de la ZCIT, en la extensión de la circulación meridional del Atlántico (AMOC por sus siglas en inglés) y en la corriente termohalina así como los cambios en el tamaño de los mantos de hielo continental en el hemisferio norte.

ABSTRACT

The last glacial cycle (LGC) (~115 a 10 ka) was characterized by a gradual decrease in temperatures, with high climatic variability mainly reflected through oscillations in temperature and ocean circulation in ancient scales, known as Dansgaard-Oeschger cycles (D-O) and Heinrich events (EH). In this study, a sedimentary sequence composed of 72 m obtained at Lake Chalco, basin of Mexico is analyzed in order to document the millennial scale climate variability during the LGC. Twelve radiocarbon dates (^{14}C) in pollen and ostracode concentrates, and one U/Th dating of zircon minerals, identified in a tephra located at depth of 63.5 m, were used in order to generate an age-depth model, from which we estimate a basal age of ~ 85 ka cal BP for the sequence.

Palynomorphs and pollen sets are analyzed to establish the history of regional and local vegetation of the last glacial cycle (LGC) in the basin. Furthermore, charcoal particle content is used to document the LGC fire episodes; and geochemical indicators such as, Total Carbon (TC), Total Inorganic Carbon (TIC), Total Organic Carbon (TOC) and Carbon/Nitrogen are used to establish the relationship of TC, TIC and TOC content with paleo-climatic and environmental factors and, to identify the source of organic matter preserved in sediments of Lake Chalco.

Based on the regional pollen set, vegetation around the Lake Chalco during the LGC was characterized by an alternation between conifer forests with *Pinus* as the predominant element, and most diverse forests represented by *Quercus* and in a lesser amount by

mesophilic vegetation, which were mainly regulated by temperature fluctuations. Local palynomorphs indicate that there are periods of decrease and rise of lake levels in Lake Chalco. During lake rising events, *Botryococcus* seaweed was recorded, whereas for decreasing events an expansion of hydrophyte plants was recorded showing evidences of eutrophication conditions and sometimes, high levels of *Texcocana* which is documented as a type of resistance structure. This type of structure has been identified in previously analyzed lacustrine sequences of Lake Chalco, and because of its association with *Ruppia maritima* pollen, high salinity conditions are inferred. The presence of these structures aims at the development of more brackish waters during different stages along LGC, especially during the MIS 5a (~82-74 ka) and MIS 3 (~59-28 ka).

From TIC record analysis, which represents the abundance of authigenic carbonate precipitates during periods of increased temperature and salinity, we generated a drought record that coincided with reduced lake levels and higher salinity periods indicated by *Texcocana*. During Late Pleistocene, the drought regime was controlled by changes in spring insolation, on the basis of the positive TIC record correlation with variations in spring insolation (20 °N) for the last ~85 ka.

Based on the analysis of carbon particles, we obtained a series of fire episodes for which it was possible to differentiate between fires regulated by weather and fires that could be associated to volcanic events. Based on the comparison of different fire episodes with the vegetation record, we inferred that one of the main controls in the structuring and configuration of plant communities developed during the LGC, was the development of different fire episodes. There are evidences of succession events in the regeneration of the

identified pine forests along the LGC, during which the herbaceous plants, *Quercus* and *Alnus* were important elements.

Through the spectral analysis applied to CHAR time series (accumulation of carbon particles, TOC and TIC content) a periodicity of ~1538 years which could be related to D-O cycles was detected, suggesting that the environmental change records in Chalco responded to the climatic oscillations (D-O and EH cycles) documented for Greenland and the North Atlantic for the last glacial. Thus EH6 to EH1 were identified, which were characterized by the presence of pine and lower lake levels with varying salinity. It is observed that the paleo-environment conditions during the identified EH in Chalco basin, were consistent with paleo-environmental conditions reported for the documented EH identified on Lake Peten Itza in northern Guatemala; except for UMG. Concerning the D-O cycles, it was observed that the development of *Quercus* forests correlated with 17 of the 25 D-O events (20, 19, 17, 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4 and 3 events) and for the MIS 3, higher values of TIC content were documented.

Comparisons of TIC record of Chalco with the Fort Station cave speleothems in New Mexico, Terciopelo, Costa Rica and the Cariaco sedimentary record in Venezuela, indicate that Lake Chalco has a similarity with the Costa Rica and Venezuela records, suggesting that climate forcings involved in the regulation of environmental and vegetation changes registered for Lake Chalco during the last glacial, corresponded to variations in spring insolation, the middle position of the ITCZ, the extension of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and the thermohaline circulation, as well as changes in the size of the continental ice sheets in the northern hemisphere.

INTRODUCCIÓN

La variabilidad climática durante el Cuaternario tardío (Pleistoceno tardío-Holoceno) se caracterizó por la alternancia entre periodos glaciales y periodos interglaciales, los cuales ocurrieron con una periodicidad aproximada de 100 ka durante los últimos 800 ka (edad expresada en miles de años antes del presente). Esta señal, de escala global, ha sido observada en varios de los registros paleo-climáticos, incluyendo los núcleos de hielo de la Antártida (Jouzel et al., 2007), así como en los sedimentos marinos (Lisiecki y Raymo, 2005). Existe un fuerte consenso de que la causa de estos cambios es orbital (debida a un forzamiento externo relacionado con los cambios en el patrón estacional y latitudinal de la insolación), pero amplificado por toda una serie de factores internos (tales como cambios en la concentración de gases invernadero y por la extensión de las capas de hielo) (Wolff et al., 2009). Posiblemente, el entendimiento de uno de estos ciclos, como por ejemplo el último ciclo glacial (UCG), nos permita generar evidencia para comprender los forzamientos, ya sean externos o internos, involucrados en el desarrollo de estos ciclos.

La comunidad paleo-climática se ha dedicado en los últimos años a documentar el funcionamiento del sistema climático en su estado natural, antes de la intervención humana, a través del análisis detallado de núcleos de hielo de casquetes polares y glaciares de montaña, de núcleos sedimentarios de cuencas oceánicas y de secuencias lacustres continentales utilizando diferentes técnicas analíticas. Si bien, hay una gran cantidad de datos provenientes de las zonas de altas latitudes, no hay suficiente información paleo-

ecológica y paleo-climática para las regiones tropicales. Recientemente, se han encontrado evidencias sobre la ocurrencia de cambios abruptos, documentados en núcleos de hielo del Ártico, Antártico y sedimentos oceánicos del Atlántico Norte, de condiciones relativamente frías a condiciones relativamente cálidas a escalas milenarias y submilenarias durante el último periodo glacial y la transición hacia el interglacial actual (Bond et al., 1992; Dansgaard et al., 1989; Dansgaard et al., 1993; Heinrich, 1988).

De manera general, el último ciclo glacial (UCG) (115-10 ka) estuvo caracterizado por una reducción escalonada de las temperaturas hasta alcanzar su punto más frío durante el último máximo glacial (UMG) entre 23 y 19 ka (Mix et al., 2001; Rahmstorf, 2002). Este periodo estuvo caracterizado por una alta variabilidad climática, principalmente reflejada en oscilaciones, a escala milenaria, en la temperatura y en la circulación oceánica conocidas como ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O), así como por eventos de menor frecuencia y mayor duración denominados eventos Heinrich (EH) (Bond y Lotti, 1995; (Bond et al., 1997; Grootes y Stuiver, 1997).

Se ha estimado que durante los ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) ocurrieron fluctuaciones en la temperatura media entre 8 y 15-16 °C (Huber et al., 2006; Wolff et al., 2009). Por sus potenciales consecuencias paleo-climáticas en latitudes tropicales, son particularmente interesantes los EH que se caracterizan por una descarga rápida de grandes volúmenes de témpanos en el Atlántico Norte, que perturban la circulación termohalina y alteran la transferencia de calor entre los trópicos y las latitudes altas. Estos eventos H tienen periodicidades entre 7 y 10 ka y no sólo afectan la región adyacente al Atlántico Norte, sino también en otras zonas y su impacto está registrado en varias secuencias marinas y

continentales lacustres como por ejemplo, el lago Tulane, Florida, el lago de Petén Itzá, Guatemala y en la cuenca marina del Cariaco, Venezuela (Grimm et al., 2006; González et al., 2008; Hodell et al., 2008; Correa-Metrio, 2010). Así, el estudio de los indicadores de variación climática en zonas tropicales y subtropicales muestra que existe una respuesta compleja a la reducción de la circulación oceánica profunda del Atlántico Norte, que se refleja en cambios y en patrones regionales de temperatura y de precipitación, los cuales tienen impactos en los ecosistemas terrestres.

En el presente trabajo se analiza una secuencia sedimentaria de 72 m obtenida en el lago de Chalco, cuenca de México, la cual con base en el modelo de edad-profundidad generado a partir de dataciones de radiocarbono (^{14}C) en concentrados de polen y ostrácodos y una datación de U/Th en minerales circones, hemos estimado una edad basal de ~85 ka cal AP (más adelante no referimos únicamente como ka), la cual es correspondiente con la mayor parte del último ciclo glacial (UCG) cuya temporalidad es ~115-10 ka.

Como objetivo principal se plantea conocer si la cuenca del lago de Chalco, siendo una cuenca de gran altura (2240 m snm) para el centro de México, fue sensible ante las fluctuaciones en la temperatura y en la precipitación, registradas en los núcleos de hielo de Groenlandia y en los sedimentos del Atlántico Norte, para el UCG. Para esto, se presenta un análisis palinológico de la secuencia para conocer si estos cambios en la temperatura y en la humedad modelaron la vegetación de la cuenca de México, ocasionando cambios en la abundancia y en la presencia de los taxa de las asociaciones vegetales. Además, se presenta un análisis de otros indicadores paleo-climáticos, tales como partículas de material carbonizado, carbono total (CT), carbono inorgánico total (CIT), carbono orgánico total (COT)

y la relación carbono/nitrógeno (C/N). Estos datos se utilizan para documentar episodios de incendio, para establecer la relación del contenido de CT, CIT y COT con factores paleoclimáticos o paleo-ambientales y para identificar la procedencia de la materia orgánica preservada en los sedimentos del lago de Chalco.

Dada la complejidad de este trabajo, se encuentra organizado en siete capítulos. En el primer capítulo: área de estudio, se hace una descripción de las características fisiográficas, geológicas y litológicas de la cuenca de México, así como las de la cuenca de Chalco. Se presenta un breve resumen de los estudios paleo-ambientales previos que se han llevado a cabo en la cuenca de Chalco. Asimismo, se muestran los forzamientos climáticos involucrados en el control de las condiciones climáticas de la región de la cuenca de México. En el segundo capítulo: metodología, se explica como fueron colectados los núcleos sedimentarios (serie CHA08 y núcleo VII) en el lago de Chalco, a partir de los cuales se construyó una secuencia sedimentaria compuesta para los primeros 72 m. Se indica como se construyó el modelo edad-profundidad para dicha secuencia, y como se llevó a cabo la medición de los proxys paleo-climáticos analizados (polen, palinomorfos, partículas de carbón, contenido de carbono total, carbono orgánico total, carbono inorgánico total y la relación carbono/nitrógeno).

En el tercer capítulo: resultados e interpretación, se presenta la descripción litoestratigráfica de la columna sedimentaria compuesta (72 m). Se presentan los resultados del modelo edad-profundidad generado y se describen los resultados de la medición de los proxys paleoclimáticos: polen y palinomorfos, partículas de carbón, carbono total (CT), carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT), relación carbono/nitrógeno

(C/N). Además se describen datos de susceptibilidad magnética (SM) previamente presentados por Herrera-Hernández (2011) y Ortega-Guerrero et al. (2015).

En el cuarto capítulo: eventos de sequía y episodios de incendio en el sur de la cuenca de México durante el último ciclo glacial, se analizan los registros: partículas de carbón y contenido de carbono inorgánico total (CIT) obtenidos para los sedimentos del lago de Chalco, con el objeto de documentar episodios de incendio y de sequía en la parte sur de la cuenca de México y entender los posibles forzamientos climáticos involucrados en el origen de ambos.

En el quinto capítulo: historia de la vegetación en la cuenca de México durante el último ciclo glacial, se hace una discusión de los datos palinológicos (polen y palinomorfos identificados). Se propone un modelo para la dinámica de las comunidades vegetales desarrolladas en la región de la cuenca de México durante el UCG, y se explora en los factores paleo-ambientales o paleo-climáticos que pudieron estar involucrados en su estructuración y en su configuración.

En el sexto capítulo, historia climática en la cuenca de México durante el último ciclo glacial, se describen los dos tipos de variabilidad climática (ciclos D-O y eventos Heinrich) que se tienen documentados para el último periodo glacial. Se discuten los datos de los proxys paleo-climáticos en términos de dicha variabilidad y se presenta una propuesta para los ciclos D-O y eventos Heinrich en el lago de Chalco. Finalmente, en el séptimo capítulo se muestra un resumen con las conclusiones más relevantes de este trabajo.

ANTECEDENTES

A pesar de los pocos registros paleo-climáticos que existen para las latitudes tropicales y subtropicales, que abarquen el último ciclo glacial, recientemente, datos palinológicos del lago de Tulane, Florida (ErGrimm et al., 2006), del lago Petén Itzá, Guatemala (Hodell et al., 2008) y de la cuenca marina de Cariaco, Venezuela (González et al., 2008) han documentado la presencia de periodos interestadales-estadales característicos del último ciclo glacial (UCG).

En México, los estudios paleo-climáticos se han enfocado en el análisis de sedimentos de lagos ubicados en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); particularmente en las cuencas de México (Bradbury, 1989; Lozano-García et al., 1993; Sosa-Nájera, 2001), del Alto Lerma (Metcalf et al., 1991; Lozano-García et al., 2005); así como en la porción centro-occidente de ésta, donde se localizan las cuencas de los lagos de Pátzcuaro (Watts y Bradbury, 1982; Bradbury, 1997; Bradbury, 2000; Metcalfe, 2006), Cuitzeo (Israde-Alcántara et al., 2002), Zacapu (Metcalf, 1995; Xelhuantzi-López, 1994; Arnauld, et al., 1997; Ortega et al., 2002) (Correa-Metrio et al., 2012) y Zirahuén (Ortega et al., 2010; Torres-Rodríguez et al., 2012; Lozano-García et al., 2013). Dichos estudios se han enfocado principalmente en la reconstrucción paleo-climática y paleo-ambiental de los últimos 25 ka; particularmente para el periodo de tiempo conocido como último máximo glacial (UMG) (Pleistoceno tardío) y para los últimos 10 ka (Holoceno). De manera general, se han sugerido, para el centro de México, cambios significativos de humedad y de temperatura entre el fin del Pleistoceno y el inicio del Holoceno, los cuales pudieron estar relacionados con variaciones cíclicas relacionadas con

los niveles de insolación (Ruddiman, 2001).

En la actualidad, el clima en el centro de México está regulado por cuatro elementos de la circulación atmosférica global: por las celdas subtropicales de alta presión, por la Zona de convergencia intertropical (ZCIT) y por la acción de los vientos alisios y de los vientos del oeste (Mosiño-Alemán y García, 1974; Higgins y Mokc, 1998; Metcalfe et al., 2000; Metcalfe y Davies, 2007). Para el último glacial, se ha propuesto la hipótesis que el cambio en los aportes de humedad para el centro de México, se debe a un posible desplazamiento de los vientos del oeste hacia una posición más sureña que la actual, lo cual pudo haber generado un aumento significativo en la precipitación invernal, mientras que la lluvia de verano se redujo considerablemente causando sequía (Andersen y Borns, 1994; Bradbury, 1997).

Estudios previos realizados en sitios de altura del centro de México como son: la cuenca del Alto Lerma (Caballero et al., 2002) y las cuencas de México-Texcoco (Bradbury, 1971; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Sandoval-Montaño, 2000; Ramírez, 2002; Lamb et al., 2009; Sedov et al., 2009); y Tecocomulco (Caballero et al., 1999; Roy et al., 2009) y Chalco (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Sosa-Nájera, 2001), han mostrado que estas cuencas fueron sensibles al cambio climático desarrollado durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. Los datos paleo-climáticos procedentes de estas secuencias lacustres indican cambios significativos en la temperatura y en la humedad, los cuales se han detectado por medio de cambios en la cobertura arbórea, por ejemplo en Chalco, entre el fin del último ciclo glacial (UCG) y el Holoceno (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Sosa-Nájera, 2001). Sin embargo, en la actualidad, no

hay registros de mayor resolución que permitan detectar cambios asociados con las oscilaciones milenarias o sub-milenarias Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) y eventos Heinrich. No obstante, el registro de estas oscilaciones en los lagos de Tulane (Florida) y Petén Itzá (Guatemala) indica que los trópicos son capaces de registrar esta variabilidad climática, la cual podría ser reconocida en las cuencas de altura de México, por ejemplo en la cuenca del lago de Chalco (cuenca de México).

El gran espesor de los sedimentos lacustres de la cuenca del lago de Chalco (Herrera-Hernández, 2011) ofrece la posibilidad de observar la variabilidad climática, a escala milenaria, de una región de altura del centro de México. Por medio de perforaciones de pozos profundos llevados a cabo a partir de los sismos de 1985 y de la elaboración de modelos hidrológicos, sísmicos y gravimétricos para la parte sur de la cuenca, se ha mostrado que los sedimentos lacustres tienen un espesor máximo de 300 a 400 m (Pérez Cruz et al., 1988; Chávez y Urrutia, 1991; Lozano-García et al., 1993; Rodríguez-Chávez, 2003). Con base en las tasas de sedimentación calculadas (0.2 y 0.8 mm/año) en un principio por Ortega-Guerrero (1992) para los primeros 25 m para secuencias previamente estudiadas de los lagos de Chalco y Texcoco, se ha postulado que 400 m de sedimentos del lago de Chalco podrían abarcar una edad de ~600 ka (últimos 5 periodos glaciales-interglaciales) (Herrera-Hernández, 2011). Así, durante las temporadas de campo 2008 y 2011 llevadas a cabo por el Grupo de Cambio Climático de los Institutos de Geología y de Geofísica, UNAM se colectaron, en la cuenca del lago de Chalco, 270 m de sedimentos lacustres en seis núcleos sedimentarios (serie CHA08 II-VI y núcleo CHA11-VII), a partir de los cuales se construyó una secuencia compuesta de los sedimentos de los 120 m superiores.

En este trabajo se presentan datos de 4 proxys paleo-climáticos (indicadores de cambio climático) para la sección comprendida entre los metros 2 y 72; la cual, con base en el modelo de edad-profundidad generado, se estima un edad de ~85 a 10.8 ka, la cual nos permite documentar los cambios plaeo-ambientales o paleo-climáticos para la mayor parte del UCG (~115 a10 ka) registrados en los sedimentos de la cuenca del lago de Chalco.

HIPÓTESIS

El último ciclo glacial (UCG) (115-10 ka) estuvo caracterizado por una gran variabilidad climática. Hay evidencias de cambios en la circulación oceánica y variaciones en la temperatura media desarrolladas a escala milenaria. Estas oscilaciones conocidas como ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) y eventos Heinrich (EH) tuvieron impacto en los ecosistemas terrestres en las zonas tropicales de Norteamérica. Los cambios en la temperatura y en la precipitación, asociados a esta variabilidad, modelaron la vegetación de la cuenca de México (CM), ocasionando fluctuaciones en la estructura y en la composición de las asociaciones vegetales. Además, esta variabilidad climática debió alterar la composición química del agua del lago de Chalco y producir cambios en su nivel lacustre.

OBJETIVO GENERAL

Establecer la historia climática y su variabilidad durante el periodo ~85-10.8 ka, a través del análisis de los indicadores de cambio climático: polen y palinomorfos, partículas de material carbonizado, contenido de carbono (carbono total, carbono orgánico total y carbono inorgánico total) y la relación carbono/nitrógeno (C/N), de una secuencia sedimentaria lacustre de 72 m obtenida en la cuenca del lago de Chalco.

OBJETIVOS PARTICULARES

1. Establecer un modelo edad-profundidad para la secuencia sedimentaria lacustre (72 m) con el objeto de tener un control cronológico y poder documentar cambios paleo-ambientales a través del tiempo.
2. Obtener los valores de concentración y acumulación de partículas de carbón de la secuencia sedimentaria, con el fin de documentar episodios de incendio y ver si éstos estuvieron asociados con condiciones climáticas o bien, con otros forzamientos tales como la actividad volcánica.
3. Identificar los taxa representativos de la vegetación regional para documentar los cambios principales en la composición de las comunidades de plantas y establecer la respuesta de éstas ante cambios paleo-ambientales o paleo-climáticos.
4. Identificar los taxa representativos de la vegetación local: hidrófitas y palinomorfos acuáticos (macroalgas y estructuras de resistencia) para documentar cambios o variaciones en el nivel lacustre.
5. Analizar el contenido de carbono de la secuencia sedimentaria para documentar las variaciones en la concentración de carbono total (CT), carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT) y establecer la relación de éstos con cambios o patrones paleo-ambientales o paleo-climáticos.
6. Establecer la relación carbono/nitrógeno (C/N) para identificar la procedencia de la materia orgánica preservada en los sedimentos del lago de Chalco.
7. Identificar si las oscilaciones climáticas (ciclos Dansgaard-Oeschger y eventos Heinrich) características del último ciclo glacial tuvieron un impacto sobre los ecosistemas de la región de la cuenca de México, a través del análisis de los sedimentos del lago de Chalco.

Capítulo I

ÁREA DE ESTUDIO

LA CUENCA DE MÉXICO

1.1 Fisiografía y características geológicas de la cuenca de México

La cuenca de México ($19^{\circ}00' - 20^{\circ}00' N$ y $98^{\circ}00' - 99^{\circ}30' O$) es una estructura geomorfológica e hidrológicamente cerrada y se encuentra localizada en la porción centro-occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Fig. 1A y B) (Lugo-Hubp et al., 1994). Tiene un área de $9,600 \text{ km}^2$ y una altitud media de 2240 m snm . Está limitada fisiográficamente por sierras de origen volcánico, de las cuales el emplazamiento de la más joven, el campo volcánico Chichinautzin (CVC), originó el cierre del drenaje hacia el sur (Mooser et al., 1974; Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo, 1993). La edad del CVC previamente fue datado entre 0.78 a 0.79 Ma a la fecha (Mooser et al., 1974; Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo, 1993). Sin embargo, por medio de dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Arce et al., 2013a), se ha estimado que el volcanismo inició entre 1.2 a 0.09 Ma . El cierre de la cuenca de México permitió el desarrollo de su sistema lacustre (Fig. 1B). Los vestigios de dicho sistema en la era moderna, corresponden a los lagos de Zumpango-Xaltocan, Texcoco y Xochimilco-Chalco, alineados en una dirección N-S (Fig. 1B), de los cuales, el lago de Texcoco (ubicado en la parte central) correspondía al lago más grande seguido por los lagos de Xochimilco-Chalco (localizados en la porción sur).

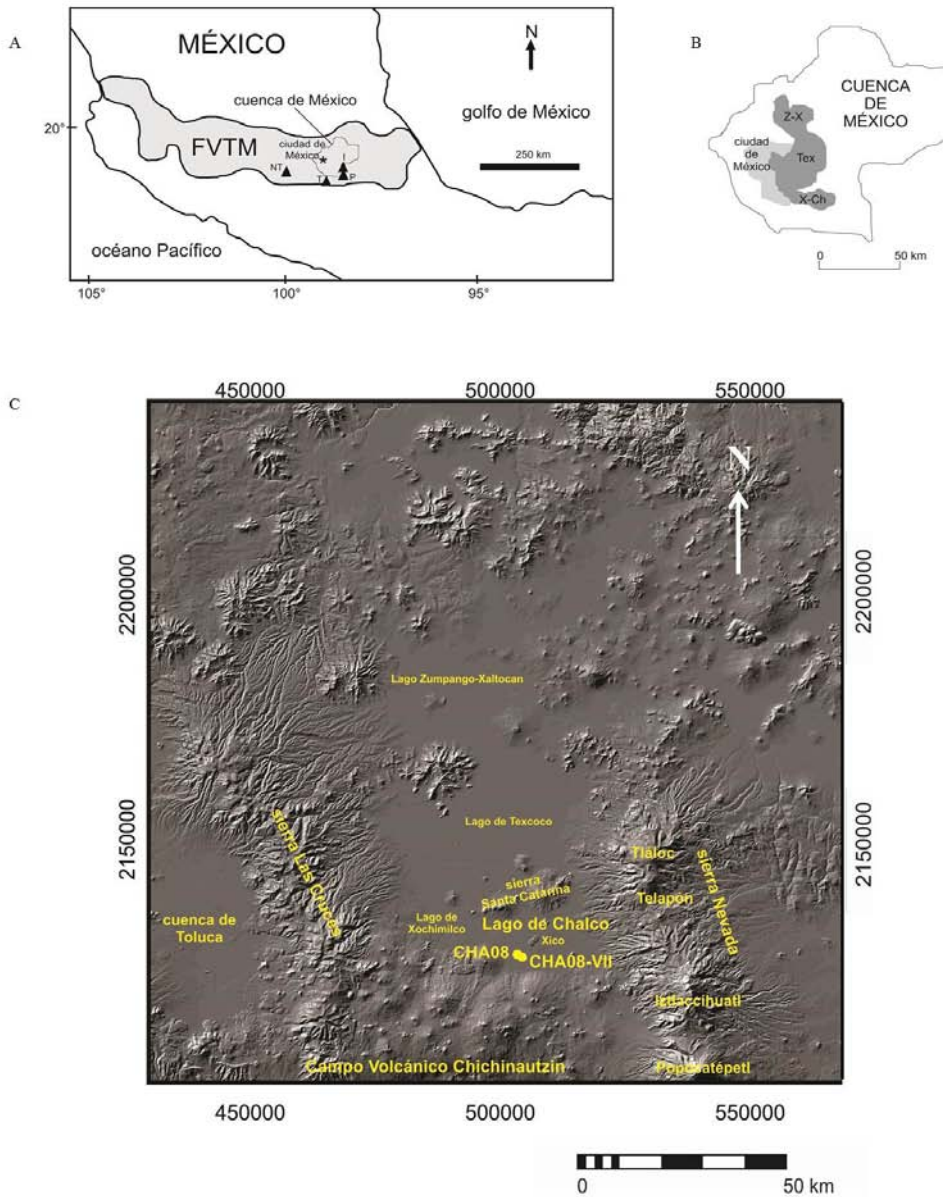


Figura 1. A. Mapa donde se señala la localización de la Cuenca de México en la FVTM. Se señala la Ciudad de México algunos volcanes principales: Iztlacihuatli (I), Popocatepetl (P), Teuhtli (T) y Nevado de Toluca (NT). B. Cuenca de México; se indica el sistema lacustre: Zumpango-Xaltocan (Z-X), Texcoco (Tx) y Xochimilco-Chalco (X-Ch). C. sierras volcánicas presentes en la vecindad de la cuenca de México y lago de Chalco: sierra Nevada, sierra Santa Catarina, campo Volcánico Chichinautzin (CVC) y sierra de las Cruces. Se indican también los sitios en donde se perforaron los núcleos (serie CHA08 y CHAVII) sedimentarios analizados.

La constitución litológica y sedimentaria de la cuenca de México (CM) comprende una gran variedad de rocas de origen volcánico, volcanoclástico y materiales no consolidados como ceniza, lapilli, y depósitos fluvio-lacustres que abarcan del Oligoceno-Mioceno al Cuaternario (Enciso de la Vega, 1992; González-Torres et al., 2015). Los primeros trabajos geológicos y estratigráficos de la CM fueron desarrollados por Fries (1956, 1960) quien llevó a cabo las primeras descripciones de las rocas más antiguas de la región. Posteriormente, Mooser (1963, 1975) realiza estudios enfocados en las rocas volcánicas más recientes.

A partir de los sismos de 1985, se realizó un proyecto para entender la estructura geológica, gravimétrica y neo-tectónica de la cuenca de México (De Cserna et al., 1988) y, posteriormente, con los estudios de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) se propuso una nomenclatura estratigráfica para las rocas del subsuelo de la CM. Adicionalmente, se perforaron pozos profundos en los años 80's cuyos cortes litológicos han sido utilizados para interpretar la geología del subsuelo (Oviedo de León, 1970, Pérez-Cruz, 1988, Arce et al., 2013b, Arce et al., 2015) (Fig. 2). Además, recientemente, en el 2012, se perforó el pozo San Lorenzo Tezonco de 2008 metros de profundidad (Sistema de Aguas de la Ciudad de México, SACMEX), en la zona de Iztapalapa, en la parte sur de la cuenca de México, a pocos kilómetros al NO de la sierra Santa Catarina (Arce et al., 2003; Arce et al., 2015). A partir del análisis de dichos pozos (Fig. 2) se ha documentado que las rocas más antiguas reconocidas datan del Cretácico inferior y están representadas por calizas y dolomías así como por depósitos de conglomerados calcáreos y anhidritas, identificadas en los pozos Mixhuca I y Tulyehualco I (Enciso de la Vega, 1992; González-Torres et al., 2015) (Fig. 2). Las rocas más recientes corresponden a depósitos fluvio-lacustres y productos volcánicos. Estos últimos

incluyen derrames de lavas de composición variable desde basalto a dacita, con dominancia de andesitas; depósitos piroclásticos de tobas e ignimbritas; y una amplia variedad de materiales volcánoclasticos con edades que varían desde el Oligoceno hasta el Cuaternario (Schalaeper, 1968; Mooser, 1975; de Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Enciso-De la Vega, 1992; Pérez-Cruz, 1988; Arce et al., 2013b).

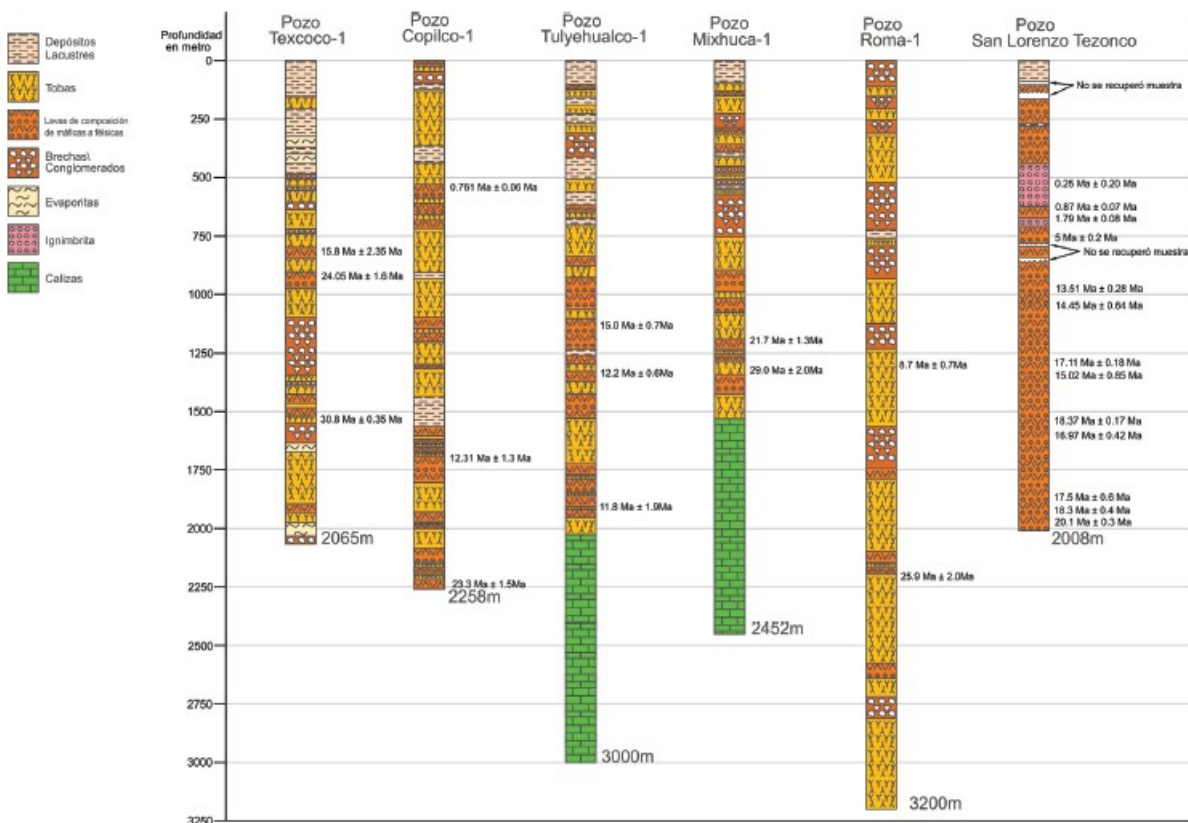


Figura 2: Columnas estratigráficas de los pozos profundos perforados en la cuenca de México (Oviedo de León, 1970; Pérez-Cruz, 1988; Arce et al., 2013b). Las rocas más antiguas identificadas en estos sondeos, corresponden a las calizas cretácicas observadas en los pozos Tulyehualco I y Mixhuca I. El mayor espesor en los sedimentos lacustres se observa en los pozos Texcoco I y Tulyehualco I, que corresponden a las sub-cuencas de Texcoco y de Chalco respectivamente. Se muestran las edades que han sido reportadas para cada uno de ellos (Tomado de González-Torres et al., 2015).

1.2 Fisiografía y características geológicas y litológicas de la cuenca de Chalco

El lago de Chalco (19° 30' N, 99° 00' O) está situado al SE de la cuenca de México, en la sub-cuenca de Chalco (Fig. 1B y C). Tiene una extensión aproximada de 120 km² y una altitud promedio de 2240 m snm (Ortega-Guerrero, 1992). Esta cuenca ocupa un semigraben con orientación NNE-SSO (Urrutia-Fucugauchi y Chávez, 1991). Su fisiografía está dominada por edificios volcánicos coalescentes que forman cadenas montañosas y una llanura volcano-sedimentaria constituida mayormente por sedimentos fluvio-lacustres y depósitos provenientes de los volcanes circundantes (Schlaepfer, 1968; Bloomfield, 1975). La cuenca de Chalco está limitada al N por la sierra Santa Catarina (Lugo-Hubp et al., 1994), al sur por el Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) (Arce et al., 2013a), al E-SE por la sierra Nevada y al O por la divisoria que la separa de la cuenca de Xochimilco, por la que corre la avenida Tláhuac-Tulyehualco (Fig. 1C) (Macías et al., 2012; Rueda et al., 2013).

El marco geológico de la cuenca de Chalco litológicamente está constituida por rocas volcánicas y depósitos no consolidados de origen fluvio-lacustre del Terciario (Plioceno tardío) y del Cuaternario (Fig. 3). Dentro del material volcánico destacan lavas de composición variable, desde andesita basáltica a dacita, ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas procedentes de las sierras Chichinautzin, Las Cruces y la sierra Nevada. (González-Torres et al., 2015). Las rocas más recientes, estrictamente cuaternarias, afloran en las sierras de Chichinautzin y Santa Catarina; ambas de composición similar basáltico-andesítica (Siebe et al., 2004b, 2005). Los depósitos fluvio-lacustres están constituidos principalmente por limo y arcillas de origen lacustre, interdigitados con lavas, ceniza volcánica, material piroclástico, toba y brechas (Pérez-Cruz, 1988; Lozano-García y Ortega-

Guerrero, 1998; García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2013b).

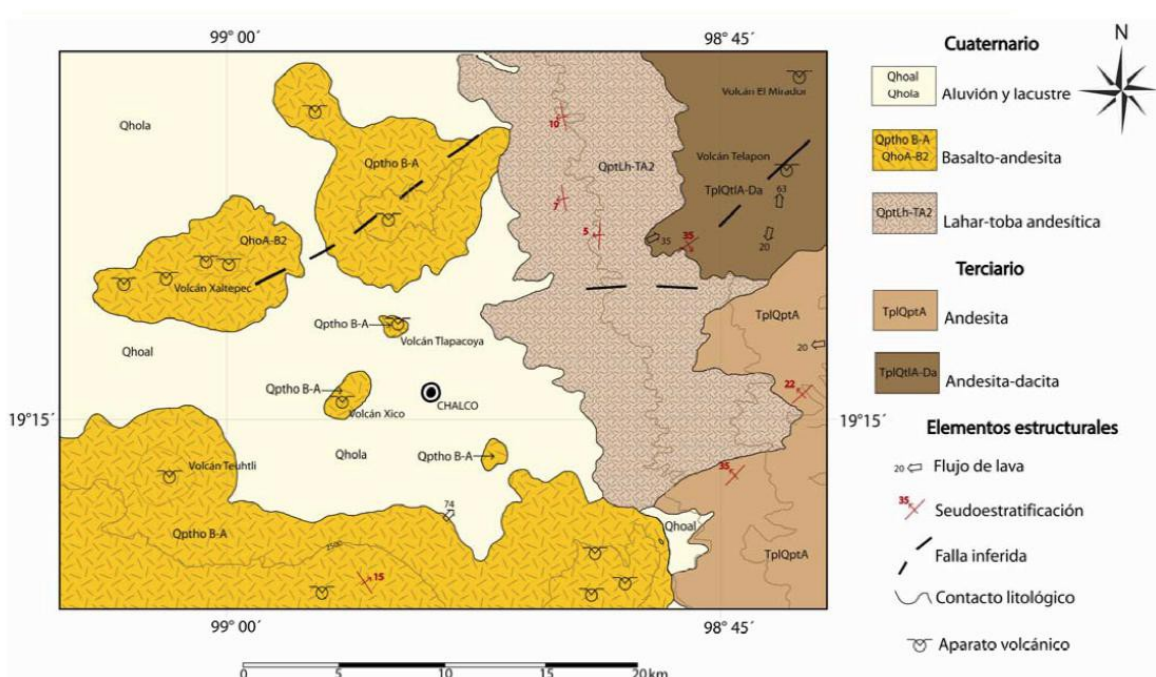


Figura 3. Mapa geológico de la cuenca de Chalco. Se ilustran algunas de las rocas que afloran alrededor de la cuenca de Chalco. Rocas andesitas y dacitas del Terciario afloran en la sierra Nevada al E, mientras que basaltos y andesitas del Cuaternario afloran en las sierras Chichinautzin, al S, y en la sierra Santa Catarina al N. Los sedimentos fluvio-lacustres constituyen el relleno de la cuenca sedimentaria (Tomado de Herrera-Hernández, 2011).

1.3 Limnología e hidrología del lago de Chalco

El sistema hidrológico de Chalco está constituido por los ríos: San Francisco Acuautla al norte, San Juan Tlalmanalco al este y Amecameca al sureste. Los afluentes del río Tlalmanalco descienden de la Sierra Nevada, siendo los más importantes Huexolulco, San Martín, Buena Vista y San Rafael. El río Amecameca, con numerosos afluentes y un régimen permanente, nace entre el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl, desembocando en la planicie de Chalco; sus afluentes son Amalacaxco, Alialica, Ayolocotl, Ameyalco, Palo Rechinador, Providencial y Xalpatlaco (Núñez-Cardona, 1991).

En la antigüedad, los ríos Tlalmanalco y Amecameca vertían sus aguas en el lago de Chalco, por ello mantenía un nivel constante que era complementado por el caudal de las aguas pluviales (Núñez-Cardona, 1991). Sin embargo, en la actualidad, Chalco se encuentra altamente modificado por el impacto humano y, al igual que la mayoría de los lagos de la cuenca, ha sufrido procesos de desecamiento que ha sido agudizado por la desviación artificial de estos tres ríos principales (Amecameca, Tlalmanalco, y San Francisco Acuautla). Además de estos ríos, el lago de Chalco recibía el aporte de arroyos que bajan por las laderas de las sierras de Santa Catarina y Chichinautzin durante la época de lluvias, y de las aguas de numerosos manantiales localizados principalmente hacia la antigua ribera meridional de Chalco.

Actualmente, la parte septentrional de la planicie lacustre está cubierta por asentamientos humanos y, sólo hacia la parte sudoriental existe una zona de pantanos alcalinos de uno o dos metros de profundidad (Caballero, 1997). El lago de Chalco se

alimenta principalmente por el agua derretida de los glaciares del volcán Iztaccíhuatl y del Popocatepetl (río Ameca). Está catalogado como un lago alcalino con agua turbia con abundantes carbonatos y bicarbonatos además de una alta concentración de Ca, Mg, y Na, y un promedio de profundidad de 1 m con sequías durante la mayor parte del año ligadas a una baja precipitación (Lozano-García et al., 1993).

1.4 Vegetación del lago de Chalco

La vegetación en el área ha sido severamente afectada por la ocupación humana, presente desde hace miles de años; las partes bajas son utilizadas para la agricultura; el pie de monte está cubierto por pastizales inducidos y algunos otros cultivos y solamente en algunas de las zonas más altas de la sierra Chichinautzin y en la sierra Nevada, están localizadas todavía áreas cubiertas por bosque de pino y encino (Rzedowski y Rzedowski, 2001). En la porción sur existen tipos de vegetación que no se encuentran en la parte norte de la cuenca, como son: el zacatonal alpino, la pradera de *Potentilla*, el bosque de *Alnus*, los matorrales de *Senecio praecox*, *Eysenhardtia* y *Baccharis*. Tanto los bosques de *Abies*, *Pinus* como los de *Quercus* se encuentran más ampliamente distribuidos en la mitad sur. En algunas barrancas húmedas situadas al sureste y sur de la cuenca se presenta asociaciones con elementos propios del bosques mesófilo, cuyos principales componentes son: *Clethra*, *Fraximus*, *Garrya*, *Ilex*, *Prunus*, *Pinus ayacahuite*, *Cupressus* y alguna especie de *Quercus* (Cruz-Cisneros, 1969).

García-Mora (1981) reporta para la zona lacustre vegetación de juncos, tulares y bosques de pino-encino. Asimismo, cita que en una exploración botánica por la zona de Tlamacas, subiendo por Amecameca, se encontró que la vegetación del Popocatepetl entre

los 2,900 a 4,000 m snm, se hallaba distribuida en tres asociaciones: a) páramo de altura, por arriba de los 3,900 m con plantas como *Arenaria* y zacatonales alpinos de *Mulhembergia*, *Trisetum*, *Poa* y *Agrostis*; b) bosque de pino, que llega hasta los 3,400 m donde puede entremezclarse con el bosque de *Abies* formado primordialmente por *Pinus hartwegii*, y asociado a un estrato arbustivo compuesto por *Senecio barba-johannis*, *Senecio bellidifolius*, *Arctostaphylos arguta*, *Ribes ciliatum* y *Symphoricarpus microphyllus*, así como un zacatonal de *Muhlebergia macroura* y c) bosque de *Abies*, de los 2,900 a los 3,500 m snm, compuesto por *Abies religiosa* y asociado a un estrato arbustivo de *Ribes ciliatum*, *Senecio barba-johannis*, *Symphoricarpus microphyllus*, *Baccharis conferta*, *Fuchsia microphylla*, *Vaccinium queminiflorum*, *Satureia macrostema*, *Arctostaphylos arguta*, *Gaultheria angustifolia*, *Garrya laurifolia*, la mayoría transgresivas hacia el bosque de pino indicadores de disturbios y quemas; también se asocia a zacatonales de *Muhlebergia macroura*, *Muhlebergia quadridentata* y *Festuca amplissima* (Domínguez, 1975, en: García-Mora, 1981).

En el municipio de Atlautla, en la actualidad se encuentran algunos árboles de los géneros *Pinus*, *Morus*, *Alnus*, y *Salix*; dominando la vegetación boscosa del monte y de las barrancas; entre los que se encuentran: *Pinus*, *Abies*, *Cupressus*, *Fraxinus* y *Quercus*. En un transecto altitudinal desde el pueblo de Atlautla hacia el este, hasta la cima del Popocatepetl, se puede observar-después de la zona de cultivos agrícolas de temporal, con intromisiones de pino-encino- las barrancas que cruzan el campo, el bosque de pino-encino con pastizales, más arriba el bosque de oyamel-pino, posteriormente, un bosque de pino con zacatales y, finalmente, el páramo de altura antes de la zona de nieves perpetuas (Domínguez, 1975, en: García-Mora, 1981).

1.5 Estudios paleo-ambientales que se han llevado a cabo dentro de la cuenca de Chalco

La cuenca y el propio lago de Chalco han sido objeto de diferentes estudios paleoambientales. Se han llevado a cabo diversas investigaciones entre las cuales destacan trabajos de:

* Cronología glacial (White, 1962; White, 1986; Heine, 1984; White et al., 1990; Heine, 1994a; Heine, 1994b; Vázquez-Selem, 1997; Vázquez-Selem, 2000).

*Estratigrafía (Schmitter, 1953; Cornwall, 1968; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972; Martin del Pozzo, 1982; Ortega-Guerrero, 1992; García-Bárcena, 1986).

*Vulcanología (Mooser, 1967; Bloomfield y Valastro, 1974; García-Bárcena, 1986; Lambert, 1986).

*Sísmicos, gravimétricos y de tectónica (Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988; Cserna et al., 1988; Urrutia-Fucugauchi y Chávez, 1991).

*De propiedades físicas y mecánicas de sedimentos arcillosos (Carreón-Freyre *et al.*, 2003).

*De paleomagnetismo y susceptibilidad magnética (Liddicoat et al., 1979; Ortega-Guerrero, 1992; Ortega-Guerrero y Urrutia-Fucugauchi, 1997; Ortega et al., 2000; Böhnelt y Molina-Garza, 2002).

*De reconstrucción paleoambiental con base en el registro de polen y diatomeas (Palacios-Chávez, 1977; Tovar-González, 1987; Bradbury, 1989; Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997; Caballero-Miranda, 1997; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Sosa-Nájera, 2001).

*Arqueológicos (Niederberger, 1976; Sanders et al., 1979).

Sin embargo, son pocos los estudios enfocados en la reconstrucción paleo-climática, y los pocos estudios que se han llevado a cabo referente al tema, únicamente han estado enfocados principalmente en la reconstrucción de la historia climática durante los últimos 25 ka (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997; Caballero-Miranda, 1997). Esto debido principalmente, a la falta de registros sedimentarios que abarquen escalas temporales por debajo de 25 ka.

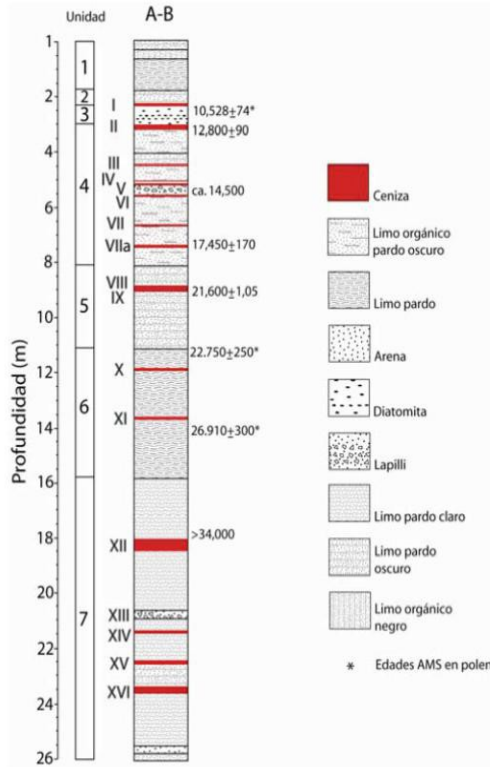
1.6 Estratigrafía del lago de Chalco

Los estudios geológicos más antiguos que se han realizado en la cuenca de México fueron elaborados por la Comisión Geológica de México (1886-1888) y por el Instituto Geológico de México (1893-1895). Con base en análisis normativos y petrográficos, la mayor parte de las rocas del lago de Chalco se clasifican como dacitas, andesitas, andesitas basálticas, y en menor proporción basaltos, mientras que los sedimentos lacustres están compuestos por arcillas alteradas, limos y arenas, con lentes locales de piroclastos (Schmitter, 1953; Gunn y Mooser, 1970; Negendank, 1972; Martín del Pozzo, 1982; Ortega-Guerrero, 1992; Ortega et al., 2015).

El primer estudio detallado de la estratigrafía de Chalco fue llevado a cabo por Ortega-Guerrero (1992), en el cual, describió los primeros 26 m de los sedimentos lacustres con base en cinco núcleos sedimentarios (A, B, C, D, y E respectivamente) colectados en la parte centro-oeste del lago; con la excepción del núcleo E colectado en el sector E. Los cinco núcleos analizados: A (8m), B (26m), C (10.5 m), D (11 m) y E (10 m) fueron correlacionados con base en la presencia de marcadores estratigráficos como un depósito de diatomita y

algunas tefras bien documentadas como la “Pómez Toluca Superior” (PTS *en inglés* “UTP”) proveniente del volcán Nevado de Toluca (Newton y Metcalfe, 1999) la “Pómez Tutti Frutti” (PTF) proveniente del volcán Popocatepetl (Mooser y González-Rul, 1961; Siebe et al., 1996; Siebe y Macías, 2004; Schaaf et al., 2005); y la “Gran Ceniza Basáltica” (GCB) cuyo origen es desconocido pero por su gran espesor se sugiere que debió provenir de algún volcán cercano como el Teuhtli (Ortega-Guerrero et al., 2015).

Ortega-Guerrero (1992) describe un total de 16 tefras de carácter predominantemente calci-alcalino y de composición basáltico-andesítica y riolítica. Además, con base en las características físicas como el color, la textura, y aspectos macroscópicos, define siete unidades estratigráficas en la secuencia B de 26 m (Fig. 4). Recientemente, en los años 2008 y 2011 se han colectado 270 m de sedimento repartidos en seis núcleos (CHA08-II; CHA08-III; CHA08-IV; CHA08-V; CHA08-VI y CHA11-VII). La estratigrafía de la secuencia conformada por la serie CHA08 ha sido descrita por Herrera-Hernández (2011) mientras que la estratigrafía correspondiente al núcleo CHA11-VII fue descrita por Ortega-Guerrero et al. (2015). En el presente trabajo se analizan 4 indicadores de cambio climático (polen y palinomorfos, material carbonizado, contenido de carbono y contenido de nitrógeno) para una secuencia compuesta de 72 m obtenida a partir de la correlación entre los núcleos CHA08 (II, III y V) y CHA11-VII.



- Unidad 1 (1.8-0 m): Limo pardo con abundantes fragmentos de lapilli alterados, remanentes de plantas y valvas de ostrácodos entre los 1.8-1.1 m de profundidad.
- Unidad 2 (2.5-1.8 m de profundidad): Limo pardo con abundantes remanentes de plantas y algunas valvas de ostrácodos.
- Unidad 3 (3-2.5 m de profundidad): Ooze de diatomeas (diatomita).
- Unidad 4 (8-3 m de profundidad): turba pardonegra con abundantes tefras.
- Unidad 5 (11-8 m de profundidad): Limo pardo claro con fragmentos de plantas.
- Unidad 6 (16-11 m de profundidad): Limo pardo-amarillo, con conchas de gasterópodos en la parte superior.
- Unidad 7 (26-16 m de profundidad): sedimento arcilloso cuyo color varía de pardo claro a pardo oliva claro, con fragmentos de lapilli alterados y algunas valvas de ostrácodos.

Figura 4. Columna estratigráfica del lago de Chalco del núcleo B. Los números arábigos (en la columna izquierda) indican las unidades estratigráficas identificadas por Ortega-Guerrero (1992), mientras que los números romanos señalan la tefras (en rojo), incluyendo la “Gran Ceniza Basáltica” (tefra no. XII) (Tomado de Herrera-Hernández, 2011).

1.7 Cronología de los sedimentos de Chalco

La edad de los sedimentos del lago de Chalco se ha obtenido mediante datación con radiocarbono (^{14}C) y por medio del empleo de la tefra-estratigrafía (Lozano-García et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi et al., 1995; Lozano-García, 1996). Con base en diferentes muestras de concentrados de polen tomados de los núcleos B y D se ha estimado una edad para el núcleo D de ~ 19 ka. Por otro lado, Caballero y Ortega-Guerrero, (1998) con edades previamente propuestas para la secuencia B estiman una edad de ~ 46 a ~ 3 ka.

Se han identificado 16 depósitos de tefras en los sedimentos de lago de Chalco los cuales se encuentran en su totalidad en el núcleo B (Fig. 4). Estas tefras son de carácter calci-alcalino y de composición basáltico-andesítica y riolítica con espesores de pocos centímetros a 42 cm (tefra XII) y han sido datadas por ^{14}C entre >34 y ca. 2.6 ka (Ortega-Guerrero y Newton, 1998). Es de importancia la tefra II, datada en Chalco en 12.800 ± 90 ^{14}C ka AP, la cual correlaciona con la Pómez Toluca Superior del Nevado de Toluca. La edad de los sedimentos más superiores es incierta lo cual puede ser atribuido a procesos erosivos.

1.8 Forzamientos que regulan el clima actual de México

Debido a su posición geográfica y a su fisiografía, México se caracteriza por presentar una gran variedad de climas los cuales varían de tropical húmedo, concentrado principalmente en la parte sur, a semiárido y árido en algunas regiones del norte y centro. Actualmente, el clima moderno se encuentra regulado por cambios estacionales relacionados con a) la ubicación geográfica de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), b) la posición de los sistemas de alta presión del Atlántico norte, como el anticiclón de las Bermudas, c) con los fenómenos climáticos del océano Pacífico, así como con d) la frecuencia y extensión de los centros de baja presión de las latitudes medias (Metcalf et al., 2000; Metcalf, 2006; Lozano-García et al., 2007; Vázquez-Castro et al., 2008) (Fig. 5). La ZCIT consiste de la rama ascendiente de la circulación Hadley y marca el ecuador meteorológico donde los vientos alisios convergen incrementando los procesos de convección, de formación de nubes y de precipitación (Waliser y Gautier, 1993; Waliser et al., 1999). A escala global, la distribución de radiación varía a lo largo del año provocando que la ZCIT presente una migración estacional la cual afecta directamente el clima en el centro de México.

Durante el verano, el centro de México se caracteriza por presentar una máxima precipitación ya que los vientos alisios dominan trayendo humedad desde el golfo de México y el Caribe, y por el sistema monzónico norteamericano (NAM) que provee humedad desde el Pacífico tropical oriental (Pacífico este) a medida que la ZCIT se desplaza hasta su posición más norteña. La temporada más lluviosa (junio-septiembre) coincide con la influencia de ciclones tropicales tanto en la vertiente atlántica como en la pacífica. La principal fuente de humedad es el golfo de México, relacionado a la influencia de los vientos

alisios, cuya incidencia se extiende hasta la gran llanura central norteamericana (Mosiño-Alemán y García, 1974). Por otro lado, durante el invierno, los vientos del oeste aportan humedad al extremo noroeste del país. A medida que la ZCIT se desplaza hacia el sur y se acerca al ecuador, las celdas de alta presión subtropical (Bermudas-Azores y la del Pacífico) se extienden, condiciones de menor humedad alcanzan la mayor parte del país (Mosiño-Alemán y García, 1974). Únicamente, dos porciones del país reciben humedad durante el invierno; una pequeña porción del norte de Baja California, recibe precipitación aportada por los sistemas ciclónicos del Pacífico y la parte oriental del país. Específicamente, las costas del golfo de México y el estrecho de Tehuantepec, reciben algunas precipitaciones durante el invierno como producto de la incidencia de frentes fríos provenientes de Norteamérica (Mosiño-Alemán y García, 1974) (Fig. 5). La dinámica de los factores que controlan el clima moderno de México, está afectada por oscilaciones periódicas como el El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y su fase de enfriamiento conocida como el fenómeno de La Niña, la oscilación del Atlántico Norte (OAN) y la oscilación decenal del Pacífico (ODP) (Metcalf et al., 2006; Metcalfe, 2015). Aunque los efectos del ENSO en el clima del país son complejos, en términos generales, se ha observado que durante el fenómeno de “El Niño” incrementan las precipitaciones invernales en el noroeste de México y los veranos tienden a ser más secos en el centro del país, mientras que durante “La Niña” hay un descenso de las temperaturas y fuertes sequías en las zonas costeras del Pacífico (Maturana et al., 2004).

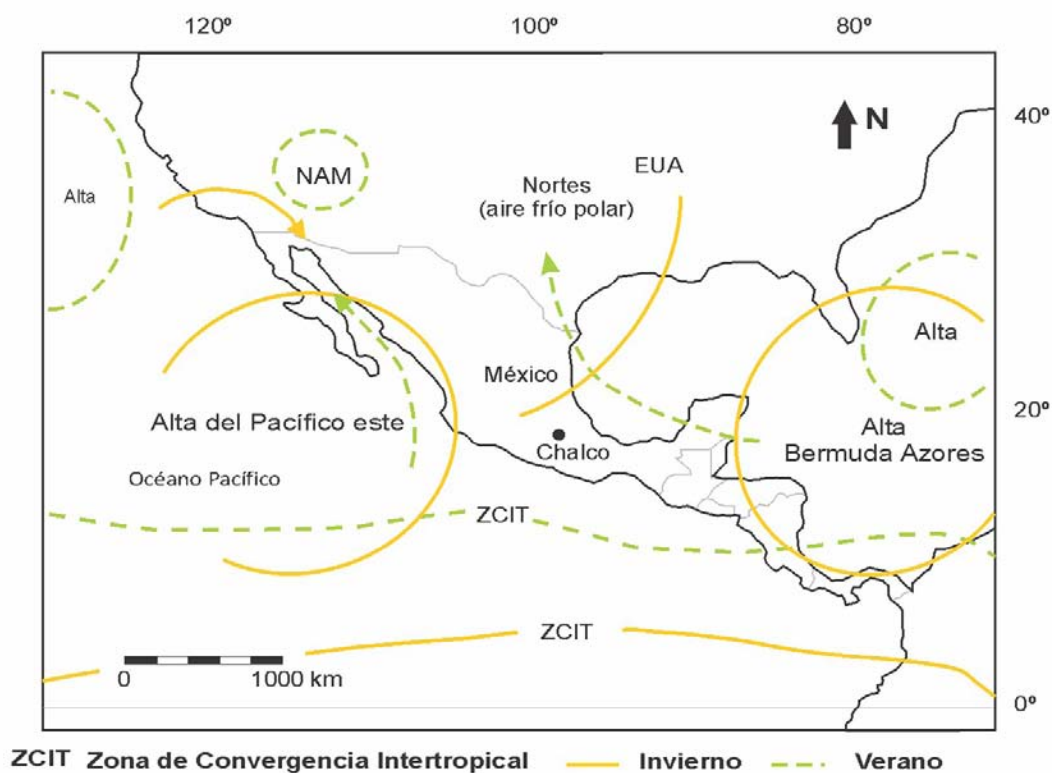


Figura 5. Modelo climático en el que se ilustran los principales factores que controlan el clima actual de México. Durante el verano, la ZCIT se desplaza hacia el norte del ecuador geográfico y los vientos alisios aportan humedad desde el golfo de México y desde el Pacífico este mediante el sistema monzónico norteamericano. Por otro lado, durante el invierno, la ZCIT se desplaza hacia el S del ecuador geográfico y el país queda bajo la influencia de los centros del alta presión (Alta del Pacífico este y la Bermudas Azores) generándose condiciones de sequía en la mayor parte del país; exceptuando las península de Baja California (Modificado de (Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009; Lozano-García et al., 2007; Metcalfe, 2006; Douglas et al., 1993).

Particularmente, el clima de la cuenca de México, está caracterizado por un clima subtropical con inviernos fríos y secos con un promedio anual de precipitación de ~540 mm del cual la mayor parte ocurre durante los meses de verano, cuando la ZCIT se encuentra en su posición más norteña. La máxima precipitación ocurre durante la temporada junio-septiembre (~390 mm) (Fig. 6), sin embargo, durante el invierno, pueden presentarse lluvias

asociadas a frentes polares. La región de la cuenca de México experimenta un máximo en la temperatura de ~27-28°C durante la primavera (Fig. 6) y la temperatura más baja ~4-7°C durante el invierno (CONAGUA).

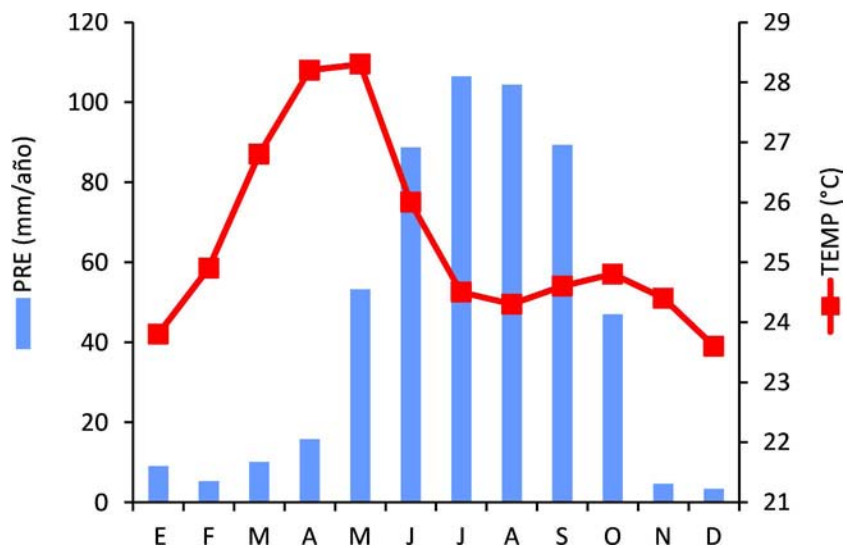


Figura 6. Climatograma de la región de la cuenca de México. Se muestra el promedio de precipitación mensual y la temperatura máxima durante el periodo 1971-2000 AD registrado en la estación meteorológica Tláhuac (fuente: Servicio Meteorológico Nacional, México).

Capítulo II

METODOLOGÍA

2.1 Método de campo

Durante la primavera y el verano del 2008 y el invierno del 2011 se colectaron en un sitio próximo al depocentro del lago de Chalco un total de 270 m de sedimentos lacustres repartidos en seis núcleos: CHA08-II (1-27 m); CHA08-III (1-90 m); CHA08-IV (85-122 m); CHA08-V (29-72 m); CHA08-VI (71-122 m) y CHA11-VII (0-20 m) (Fig. 7). Cada núcleo perforado tuvo una separación horizontal de no más de 20 m, exceptuando el núcleo CHA08-II, perforado a ~100 m al N de los demás. No se colectó el primer metro próximo a la superficie debido a que los sedimentos estaban muy perturbados por la actividad humana.

El núcleo CHA08-II (19° 15' 13.6" N, 98° 58' 38.7" O) se perforó con un nucleador de pistón tipo Livingstone no rotativo que utiliza tubos de acero de 80 y 50 mm de diámetro interno, de 1 a 2 m de largo; mientras que los núcleos CHA08-III, CHA08-IV, CHA08-V CHA08-VI (19° 15' 13" N, 98° 58' 39" O) y CHA11-VII (19° 15' 12.71" N, 98° 58' 37.68 " O) se colectaron con un nucleador tipo *Shelby* de 1.10 m de longitud, que contiene en el barril de acero, tubos de plástico (PVC) de 4 pulgadas de diámetro interno y 1 m de largo. Los diez centímetros restantes que quedan en la broca y todos los materiales colectados se almacenaron en un cuarto frío a una temperatura de ~4°C. La descripción inicial de cada uno de los núcleos se llevó a cabo en "*Limnological Research Center*" (LRC) de la Universidad de Minnesota y consistió en la toma de los datos físicos tales como la susceptibilidad magnética (SM), densidad aparente del sedimento así como la toma de imágenes de alta resolución.

En este trabajo se presenta una secuencia compuesta para los primeros 72 m la cual fue construida por medio de la estratigrafía, la susceptibilidad magnética y la identificación de las trefras marcadoras: Pómez Ocre (PO), Pómez Toluca Superior (PTS), Pómez Tutti Frutti (PTF) y la Gran Ceniza Basáltica (GCB) de los núcleos CHA08-II, CHA08-III, CHA08-V y CHA11-VII (Fig. 7).

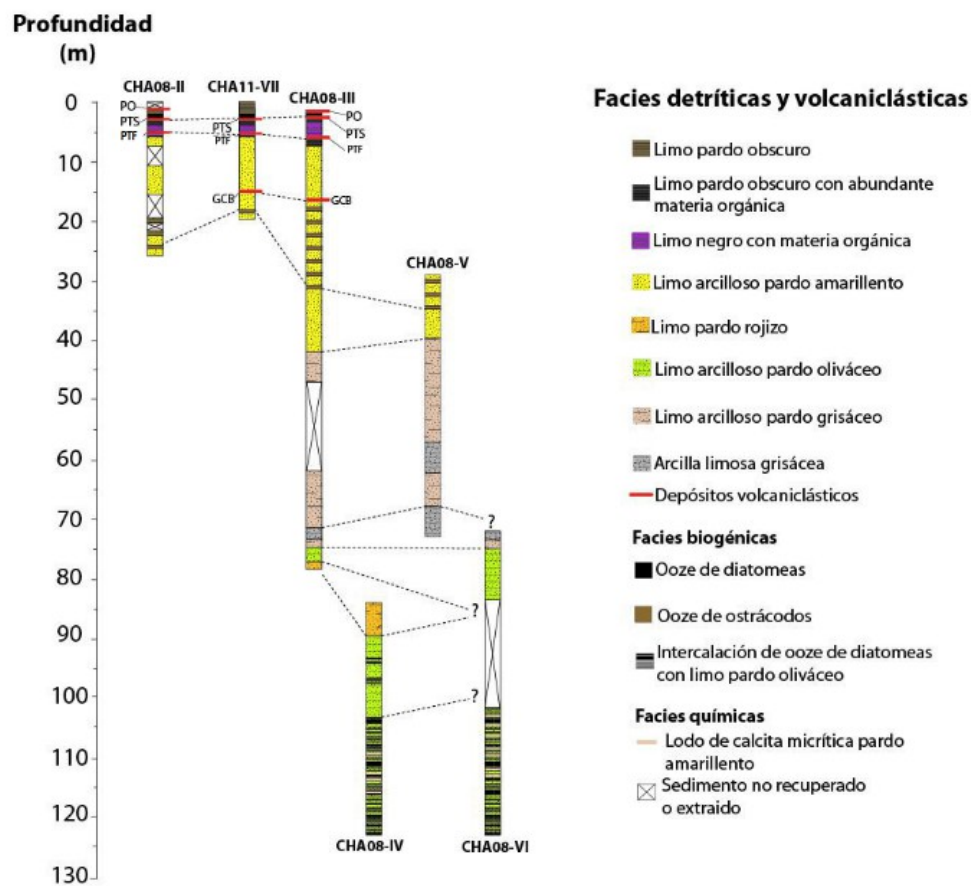


Figura 7. Núcleos perforados en el lago de Chalco de acuerdo a la profundidad que abarca cada uno. La clave de los núcleos señala el sitio y el año de la perforación, mientras que el número romano indica el orden en los que fueron perforados. Para los núcleos CHA08 (II-VI) se ilustra la estratigrafía propuesta por Herrera-Hernández (2011). Para el núcleo CHA11-VII se ilustra la estratigrafía propuesta por Ortega-Guerrero et al. (2015) (modificado de Herrera-Hernández, 2011).

2.2 Método de laboratorio

2.2.1 Cronología

Con el objeto de tener un control cronológico de la secuencia compuesta, se elaboró un modelo de edad-profundidad con base en 10 edades de radiocarbono (AMS) obtenidas en concentrados de polen y 2 edades (AMS) obtenidas en valvas de ostrácodos (Tabla 1). La extracción de los concentrados de polen incluyó el tratamiento de cada una de las muestras con HCl (10%, 1N), KOH (5%), y HF (100%) (Brown et al., 1992; Mensing y Southon, 1999). Para la datación con las valvas de ostrácodos, se identificó bajo el microscopio estereoscópico aproximadamente 5 mg de valvas de ostrácodos adultos de las especies *Candona* sp., *Limnocythere* sp. y *Heterocypris* sp., las cuales fueron seleccionadas y limpiadas con agua destilada. Además, se cuenta con una datación de U/Th de circones colectados en una ceniza depositada a los 63.5 m de profundidad. El modelo edad-profundidad de la secuencia (Torres-Rodríguez et al., 2015) se encuentra basado en un modelo de depósito denominado “P-sequence” (Ramsey, 2008) generado en la versión en línea Oxcal 4.2 (Bronk-Ramsey, 2009) utilizando la curva de calibración Intcal13 (Reimer et al., 2013). Las 12 edades de radiocarbono fueron colocadas en orden estratigráfico utilizando las tefras marcadoras PTS, PTF y la GCB como límites y como eventos instantáneos. Fueron incluidas la edades de radiocarbono reportadas para las tefras: “Pómez Toluca Superior” (PTS) datada en 10.4 ± 95 ka (Arce et al., 2003); Pómez Tutti Frutti (PTF) datada en 14.5 ± 100 ka (Sosa-Ceballos et al., 2012) así como la edad de U/Th (76.7 ± 4.7 ka) para los circones identificados. La GCB únicamente fue incluida como un marcador estratigráfico. La mediana calibrada fue obtenida cada centímetro a lo largo de la secuencia mediante un proceso de interpolación. La ventaja de este tipo de modelo es que acota los intervalos de

confianza de cada edad siguiendo el orden estratigráfico de cada una de las edades utilizadas, generando así una edad modelada (en este caso la mediana modelada) lo cual resulta útil sobre todo cuando se tienen dataciones similares, tal es el caso de las dataciones 2 y 3 (Tabla 1). Posteriormente, a partir de la profundidad de 63.5 m se llevó a cabo un proceso de extrapolación estimándose una edad de 85.4 ± 1.5 ka a los 72 m de profundidad.

					Edad no modelada (AP)						Edad modelada (AP)					
	Núcleo	Código Lab	Prof (m)	¹⁴ C a AP	desde	hasta	%	μ (media)	σ (sigma)	m (mediana)	desde	hasta	%	μ (media)	σ (sigma)	m (mediana)
1	CHA11-VII	Beta-347500	0,47	4830±30	5650	5470	95,4	5550	50	5580	5650	5470	95,4	5550	50	5580
2	CHA11-VII	Beta-347502	1,365	7220±30	8160	7960	95,4	8040	50	8020	8160	7980	95,4	8050	50	8040
3	CHA11-VII	*Beta-347503	1,375	7280±40	8180	8010	95,4	8090	50	8100	8170	8000	95,4	8070	50	8060
4	CHA11-VII	Beta-347501	1,76	8490±40	9540	9450	95,4	9500	20	9500	9540	9450	95,4	9500	20	9500
		PTS	2,45	10445±95	12610	12020	95,4	12330	160	12330	12590	12010	95,4	12310	160	12310
		PTF	4,61	14500±100	17950	17410	95,4	17670	140	17670	17950	17400	95,4	17670	140	17670
5	CHA11-VII	Beta-359187	6,35	17180±60	20930	20530	95,4	20720	100	20720	20940	20530	95,4	20730	100	20730
6	CHA11-VII	Beta-359191	9,255	23180±90	27660	27260	95,4	27460	100	27460	27690	27360	95,4	27520	80	27530
7	CHA11-VII	Beta-359189	10,235	23450±100	27810	27430	95,4	27630	90	27630	27750	27500	95,4	27630	60	27630
8	CHA11-VII	Beta-359190	11,035	23720±110	28020	27590	95,4	27800	100	27800	27870	27560	95,4	27710	80	27710
		GBA	16,4								28810	27600	95,4	28180	320	28140
9	CHA08-III	Beta-344190	25,63	29970±180	34420	33720	95,4	34050	170	34040	34270	33680	95,4	33970	150	33960
10	CHA08-V	Beta-344191	29,47	31840±230	36390	35020	95,4	35730	350	35740	36070	35280	95,4	35680	190	35680
11	CHA08-V	Beta-344192	30,46	31740±210	36140	35120	95,4	35640	260	35640	36440	35730	95,4	36090	170	36100
12	CHA08-V	*Beta-347499	35,18	40460±520	44670	42850	95,4	43730	470	43700	44330	42730	95,4	43490	400	43450
		U/Th age														
		circones	63,5	76.7±4.7							76710	76690	95,4	76700	0	76700

Tabla 1. Las 12 edades de radiocarbono AMS (* valvas de ostrácodos) y una edad U/Th de la secuencia sedimentaria del lago de Chalco. Las edades de radiocarbono fueron calibradas utilizando la curva de calibración IntCal13 (Reimer et al., 2013) con oxcal 4.2 (Bronk-Ramsey, 2009). Las edades de las tefras PTS y PTF fueron consideradas y tomadas a partir de la literatura (Ortega y Newton, 1998; García-Palomo et al., 2002; Arce et al., 2003; Sosa-Ceballos et al., 2012).

En este trabajo se analizaron 4 indicadores de cambio climático o “proxys paleo-climáticos”: análisis de partículas de carbón, análisis de carbono total (CT) para el cual se identificó la fracción orgánica (carbono orgánico total; COT) y la fracción inorgánica (carbono inorgánico total; CIT), análisis palinológico y análisis de nitrógeno total (NT) para calcular la relación de C/N. Se llevó a cabo un muestreo cada 10 cm entre los metros 2 y 72 para el cual con base en el modelo de edad-profundidad originado, se obtuvo una resolución temporal de ~120 años entre cada muestra. Los análisis de partículas de carbón, CT, CIT y COT se llevaron a cabo cada 10 cm (~120 años) (549 muestras para cada uno), mientras que el análisis palinológico se realizó cada 20 cm (286 muestras) teniendo una resolución temporal de ~240 años entre cada una de las muestras. Además, se cuenta con algunos datos de la cantidad de nitrógeno total (NT) en 85 muestras localizadas entre los metros 2 y 40, para calcular la relación C/N. Por otro lado, los datos presentados en este trabajo referentes a la estratigrafía de los sedimentos y a la susceptibilidad magnética fueron realizados por Herrera-Hernández (2011) y por Ortega-Guerrero et al. (2015). Para ver detalles acerca de los procesos de laboratorio empleados para estos análisis consultar fuentes.

2.2.2. Métodos de extracción y medición de los 4 proxys paleo-climáticos

Análisis de partículas de carbón

La presencia de incendios es un componente importante de los ecosistemas modernos y constituye un proceso crítico para el ecosistema terrestre debido a las consecuencias que genera en la dinámica de la vegetación, en los ciclos biogeoquímicos y en la química atmosférica. Las variaciones en la actividad del fuego han sido un detonante importante en las reorganizaciones bióticas pasadas (Price y Rind, 1994; Watson et al., 2000; Overpeck et

al., 2002). Los estudios de reconstrucción ambiental en las últimas décadas han comenzado a utilizar el análisis de partículas de carbón preservado en sedimentos lacustres, las cuales son consideradas por diversos autores como un indicador del historial de incendios (Patterson et al., 1987; Clark y Royall, 1996; Long et al., 1998). El análisis de partículas de carbón, cuantifica la acumulación de partículas en los sedimentos durante o después de un evento de incendio y define los niveles estratigráficos con una alta concentración de partículas de carbón (conocidos como picos de carbón) los cuales indican la presencia de incendios pasados (Whitlock y Larsen, 2001).

Extracción de las partículas de carbón

Para reconstruir el historial de incendios, se realizó la extracción de partículas de carbón >100 µm de tamaño. La extracción se llevó a cabo de acuerdo a la técnica establecida por Clark y Royall (1996), en el laboratorio de palinología del Instituto Tecnológico de Florida, procesando 0.5 cm³ de sedimento por cada muestra. Cada alicuota fue defloculada usando pirofosfato de sodio caliente al 10% (Na₄P₂O₇) durante 25 minutos para la eliminación de arcillas. Después fue centrifugada y lavada. Posteriormente, se tamizó con una malla de 180 µm para asegurar la recuperación de partículas de carbón de tamaño superior o igual a 180 µm, las cuales fueron guardadas en viales de plástico.

Las partículas recuperadas fueron observadas bajo el microscopio estereoscópico a 40X de magnificación para separarlas manualmente y posteriormente, generar una fotografía digital utilizando una Axio-cámara Zeiss de 5 megapíxeles (Fig. 8) donde el número de píxeles abarcados por las partículas de carbón fueron contabilizados utilizando el software ImageJ (Rasband, 2005) y se calculó el área (cm²) ocupada por las partículas de carbón (Fig.

9). Después, los datos obtenidos fueron introducidos en una hoja de cálculo de Excel 2007 donde se calculó, para cada una de las muestras, tanto la concentración volumétrica de partículas de carbón expresada en mm^2/cm^3 como la tasa acumulación de partículas de carbón reportada como $\text{mm}^2 \text{cm}^{-2} \text{año}^{-1}$.

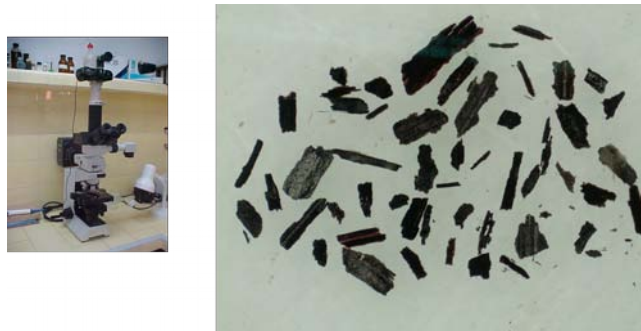


Figura 8. Fotografía del análisis en el software ImageJ. Se muestra el cuadro de resultados del conteo y la medida de cada una de las partículas de carbón identificadas.

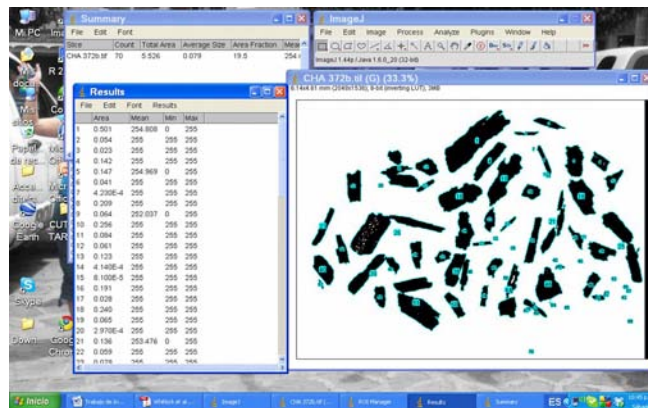


Figura 9. Fotografía del análisis en el software ImageJ. Se muestra el cuadro de resultados del conteo y la medida de cada una de las partículas de carbón identificadas.

Análisis de carbono total (CT), carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT)

El carbono, dentro de un sistema lacustre, puede ser orgánico o inorgánico y estar particulado o disuelto (Cohen, 2003). El carbono presente en un lago puede tener dos

orígenes principales: puede ser de origen autóctono (interno); formado como producto de la disolución del CO₂ atmosférico, el cual es utilizado durante el proceso fotosintético; o bien, puede tener un origen alóctono y provenir de fuentes externas, entrando al lago en estado disuelto o particulado en una forma orgánica e inorgánica (Cohen, 2003). La concentración del carbono orgánico total (COT) representa un indicador fundamental para describir la abundancia de la materia orgánica preservada en los sedimentos (Meyers, 2003). El COT representa la fracción de materia orgánica preservada después de la sedimentación y su preservación se encuentra influenciada tanto por la producción de biomasa inicial como por el subsecuente grado de degradación (Meyers, 2003). Por otro lado, la medición del carbono inorgánico total (CIT) en los sedimentos es útil para estimar la cantidad presente de carbonatos biogénicos y autigénicos. La precipitación de carbonatos autigénicos (calcita, dolomita, aragonita, entre otros) depende de la salinidad del agua del lago. El decaimiento de restos vegetales y la acción bacteriana en suelos, libera CO₂ dentro de la superficie del suelo, el cual en contacto con el agua produce ácido carbónico (H₂CO₃) capaz de disolver los minerales carbonatados y silicatados presentes en el suelo liberando elementos tales como Ca, Mg, y Fe. En ambientes lacustres, cuando el desgasamiento de CO₂ se realiza bajo condiciones de mayor salinidad y temperatura, se origina la precipitación de minerales carbonatados. Asimismo, el aumento en los procesos de fotosíntesis y de respiración por parte de las comunidades acuáticas ocasionan la disolución de CaCO₃ (Cohen, 2003).

Medición del carbono total (CT), carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT)

El contenido de carbono total (CT) en las muestras de sedimento fue medida por combustión a 980 °C por medio del equipo HiperTOC. El carbono inorgánico total (CIT) fue medido de la

evolución del CO₂ por reacción con H₃PO₄ de los carbonatos presentes en cada muestra. El carbono orgánico total (COT) fue calculado a partir de la diferencia entre el CT y el CIT (COT = CT-CIT) y ambos se expresan como porcentajes.

Análisis palinológico

La palinología comprende el estudio morfológico de los palinomorfos; conjunto de microfósiles orgánicos no mineralizados que se caracterizan por presentar en su pared celular esporopolenina, un biopolímero resistente a las técnicas de extracción de material mineral y orgánico empleadas en el laboratorio (Punt et al., 2007). Las aplicaciones de la palinología se basan en el hecho de que cada palinomorfo, tiene una estructura y una morfología de su pared externa muy particular, característica del organismo que les dio origen, es decir, poseen una identidad propia (Martínez-Hernández, 1970). De esta manera, los palinomorfos pueden derivarse a partir de diferentes grupos de protistas, plantas, hongos y animales (Traverse, 1988).

Extracción, montaje e identificación de los palinomorfos

Se utilizó una pastilla marcadora *Lycopodium clavatum* Lote 938934 (10679 ± 953 esporas por pastilla) (la cual sirvió para calcular los valores de concentración de polen) por cada 0.5 cm³ de sedimento analizado, el cual fue tratado de acuerdo con el protocolo de extracción estándar propuesto por (Faegri e Iversen (1989) que señala aplicar a cada muestra HCl (10%) para eliminar carbonatos presentes, someterla a un tratamiento caliente con KOH (10%) para la eliminación de materia orgánica, y Na₄P₂O₇ para la eliminación de arcillas. Después, las alicuotas se acetolizaron con la mezcla acetolítica (9 partes de anhídrido acético: 1 parte de ácido sulfúrico) para eliminar la materia orgánica restante y, finalmente se

trataron con HF (100%) para eliminar silicatos. La identificación y el conteo de los palinomorfos se llevó a cabo bajo el microscopio óptico Zeiss. Se contabilizaron 200 granos de polen por muestra sin considerar el polen de plantas acuáticas y el polen de *Pinus* ya que este taxón tiende a estar sobrerrepresentado. En las muestras que presentaron bajas concentraciones de polen, se contabilizaron 1000 esporas de *L. clavatum* que corresponden aproximadamente al 9% de la muestra.

El conjunto palinológico obtenido a partir del conteo se agrupó con base en la forma de vida de cada taxón, y a partir de estos, se determinaron las sumas polínicas (suma de árboles, suma de hierbas y suma de pteridofitas = ΣP). Los datos palinológicos están divididos en 5 grupos: árboles, hierbas y pteridofitas (correspondientes al polen regional o terrestre) y plantas acuáticas y algas (correspondiente al polen o vegetación local). Los datos de polen regional están expresados en porcentajes de la suma polínica, mientras que los datos de polen a nivel local están expresados en el caso de las plantas acuáticas en porcentajes con base en suma total mientras que las algas y unas estructuras de resistencia, identificadas en la secuencia, referidas como Texcocana (ver más adelante) se reportan en valores de concentración (número de granos/cm³). Finalmente, se establecieron zonas palinológicas a partir de un análisis de agrupamiento aglomerativo estratigráficamente restringido (CONISS). El cálculo de las sumas polínicas, los valores de concentración así como el análisis CONISS se llevaron a cabo en el software Tilia 1.7.16 (Grimm, 2011).

Análisis de nitrógeno total (NT) y relación C/N

El contenido de nitrógeno (N) en una muestra sedimentaria puede tener origen lacustre (producción algal) o bien provenir de una fuente terrestre por parte de las plantas vasculares.

Así, la relación COT/NT (C/N) puede ser útil para diferenciar el origen de éste (Meyers e Ishiwatari, 1995) y por consiguiente de la proveniencia de la materia orgánica. Las plantas terrestres (ricas en tejidos leñosos y celulosa) tienden a presentar una menor concentración de N con respecto al fitoplancton, por esta razón, presentan valores altos (>20) en la relación COT/NT, a diferencia del fitoplancton (carente de celulosa) el cual se caracteriza por presentar altas concentraciones de N y por consiguiente valores más bajos en la relación COT/NT (<10). Sin embargo, es importante mencionar que al hacer inferencias acerca de la procedencia de la materia orgánica utilizando esta relación (COT/NT) debemos considerar que los procesos diagenéticos llevados a cabo en los sedimentos pueden provocar una pérdida de nitrógeno. Además, existen organismos del fitoplancton que pueden crecer y desarrollarse en ambientes con bajas concentraciones de nitrógeno, dando como resultado una relación COT/NT con valores comparables a los de las plantas terrestres.

Medición del NT en la muestras

Para el análisis de nitrógeno total (NT) (expresado en porcentaje de peso) de la secuencia sedimentaria del lago de Chalco, se analizaron ca. 2 mg de 85 muestras seleccionadas cada 5 cm entre los 2 y 40 m de la secuencia en estudio. El equipo utilizado fue un analizador elemental CHNS/O 2400 Serie II Perkin Elmer, perteneciente a la Unidad de Servicios de Apoyo de la Investigación de la Facultad de Química, UNAM, en la cual se utilizó la cistina marca Perkin Elmer como material de referencia.

El método analítico que se utilizó fue el de Dumas (1831), el cual se basa en la oxidación completa por combustión instantánea de la muestra la cual transforma todos los compuestos en productos de combustión, por ejemplo, nitrógeno en óxido de nitrógeno. Los

gases resultantes de la combustión son transportados mediante el gas portador (He) a través de un tubo de reducción y después selectivamente separados en columnas cromatográficas específicas. Finalmente, los gases pasan por un detector de conductividad térmica dando una señal proporcional a la concentración de cada uno de los componentes.

Medición de la susceptibilidad magnética (SM)

La susceptibilidad magnética (SM) es una medida volumétrica adimensional del grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético, y es directamente proporcional a la cantidad y al tamaño de minerales magnéticos en una muestra (Verosub y Roberts, 1995). De esta manera, la medición de la SM puede reflejar variaciones en la erosión fluvial o en la fuente de aporte de sedimentos (Thompson et al., 1975). La SM fue medida cada 0.5-1 cm con un susceptibilímetro Bartington MS2 montado en un multi-sensor MSCL-S en el LRC de la Universidad de Minnesota y está expresada en unidades adimensionales SI (Sistema Internacional). Aunque la susceptibilidad magnética fue medida cada 0.5-1 cm, en este trabajo se presenta únicamente el valor de SM correspondiente a cada muestra de partículas de carbón, carbono total (CT), carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT).

Capítulo III

RESULTADOS

3.1 Litoestratigrafía

La secuencia sedimentaria descrita en este trabajo abarca los primeros 72 m y es el resultado de la correlación entre los núcleos CHA08-II, CHA08-III, CHA08-V y CHA11-VII (Fig. 10-A). La litoestratigrafía de los núcleos CHA08-II, CHA08-III, CHA08-V fue reportada previamente por Herrera-Hernández (2011) mientras que la del núcleo CHA11-VII ha sido descrita por Ortega-Guerrero et al. (2015).

Se identificaron 11 litofacies agrupadas en dos categorías: 1) facies detríticas y volcanoclásticas y 2) facies biogénicas. Las facies detríticas y volcanoclásticas (limo, arcillas, ceniza y lapilli) están ampliamente distribuidas a lo largo de la secuencia sedimentaria e interestratificadas con la facies biogénicas. Se identificaron 10 facies detríticas y volcanoclásticas (Fig. 10-A): (a) limo oscuro con materia orgánica, (b) limo pardo oscuro con materia orgánica, (c) limo arenoso con restos de plantas, (d) limo café-oliva con diatomeas, (e) limo gris arenoso con ostrácodos y diatomeas, (f) limo arcilloso amarillo-pardo, (g) limo arenoso con ostrácodos, diatomeas y restos de plantas, (h) limo arcilloso pardo-grisáceo, (i) limo arcilloso gris. Además, se identificaron 26 tefras de espesor variable (<5 cm, 5-10 cm y >10 cm).

Las 3 tefras conocidas: “Pómez Toluca Superior” (PTS) con 15 cm de espesor; “Pómez Tutti-frutti” (PTF) con 35 cm y la Gran Ceniza Basáltica (GCB) con 50 cm, están

localizadas en los primeros 30 m superiores de la secuencia sedimentaria (Fig. 10-A). La

PTS es una tefra riolítica proveniente del volcán Nevado de Toluca (Macías et al., 1997; Newton y Metcalfe, 1999) y fue caracterizada en la secuencia como una ceniza fina de coloración café (Herrera-Hernández, 2011). La PTF es una ceniza de composición basalto-andesítica; producto del volcán Popocatepetl (Siebe et al., 1996) y está compuesta por material lapilli sub-angular (>5 mm en diámetro). La GCB fue posiblemente producto del volcán Teuhtli (Ortega-Guerrero et al., 2015) y está representada por una capa gruesa de ceniza media de color negro. La facies biogénica (j) está representada por ooze de ostrácodos, la cual se encuentra repartida entre los metros ~20 a ~40.

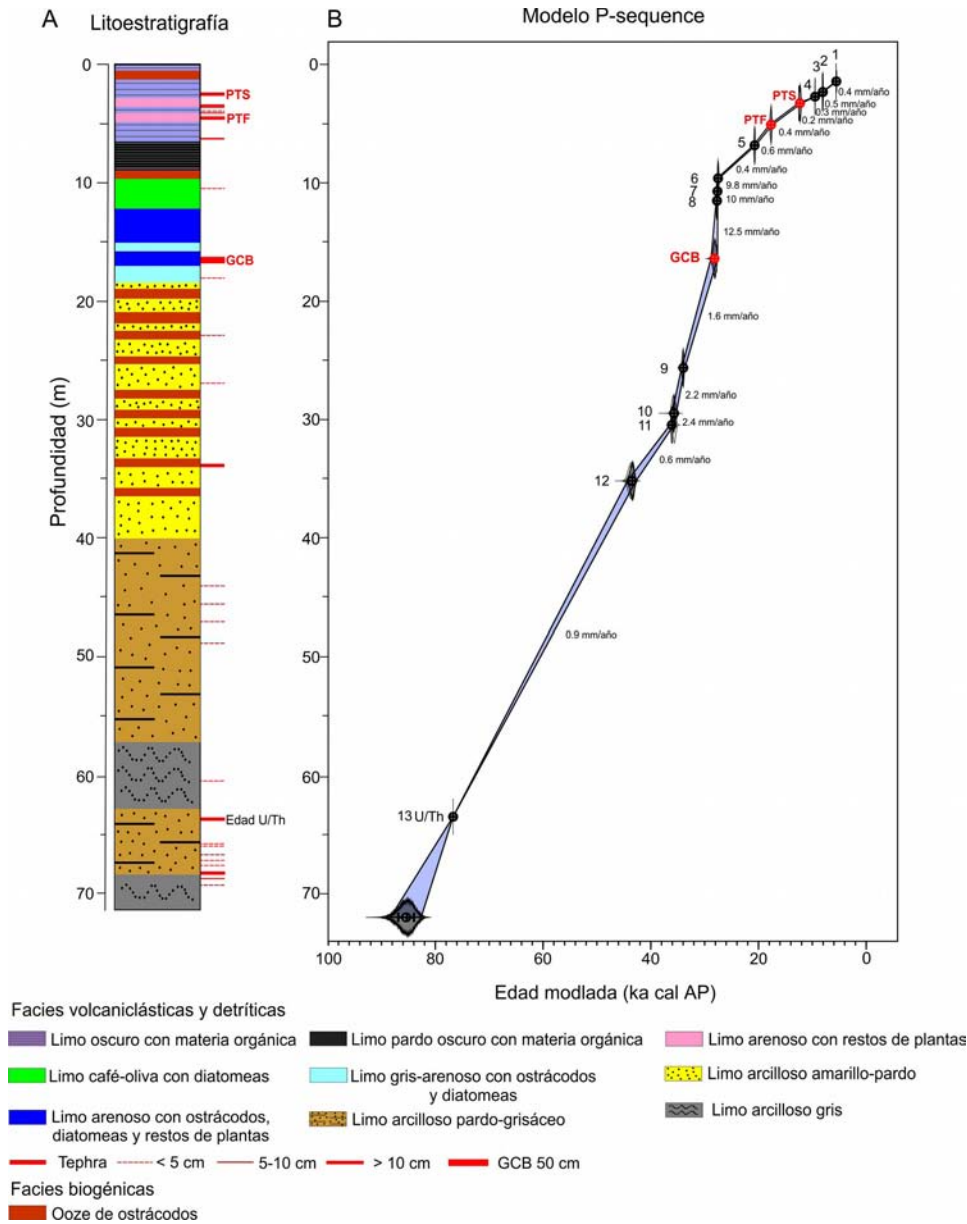


Figura 10. Litoestratigrafía y modelo de edad de la secuencia sedimentaria. A. Columna litoestratigráfica de la secuencia maestra para los primeros 72 m constituidos por 11 litofacies diferentes. Facies volcanoclásticas detríticas: (a) limo oscuro con materia orgánica, (b) limo pardo oscuro con materia orgánica, (c) limo arenoso con restos de plantas, (d) limo café-oliva con diatomeas, (e) limo gris arenoso con ostrácodos y diatomeas, (f) limo arcilloso amarillo pardo, (g) limo arenoso con ostrácodos, diatomeas y restos de plantas, (h) limo arcilloso pardo grisáceo, (i) limo arcilloso gris. Facies biogénicas: j) Ooze de ostrácodos. Se ilustran las 26 tefras identificadas en la secuencia. B. Modelo P-sequence generado con las edades de radiocarbono calibradas con el modelo (valores 1-12 indicados en la Tabla 1) y las edades de la PTS, PTF así como la edad de U/Th (presentados en la Tabla 1). Este último también se ilustra en la columna litoestratigráfica. Las tasas de sedimentación calculadas se indican en mm por año.

3.2 Modelo de Edad-Profundidad

Los resultados para la calibración del modelo edad-profundidad (Tabla 1) (Fig. 10-B) se reportan como el 95.4% (2σ) de probabilidad posterior de los intervalos de densidad con la correspondiente mediana expresada en años cal AP (para fines prácticos todas las edades citadas en este trabajo están expresadas en kilo-años (ka calibrados antes del presente) los cuales son coincidentes con los datos evaluados en términos de Índice de Concordancia (A), estimados a través del programa OxCal (Ramsey, 2008), dando un valor de 77%. Las tasas de sedimentación, calculadas con base en este modelo de edad-profundidad, entre los pares de edades adyacentes (considerando la mediana) son variables (0.2-10 mm/año), con un valor promedio de 2.5 mm/año. La extrapolación hecha para la parte más profunda de la secuencia compuesta estima una edad de $\sim 85.4 \pm 1.5$ ka a los 72 m.

Un resultado relevante de la calibración de este modelo, es la posibilidad de estimar una edad para la “Gran Ceniza Basáltica” (GCB) de 28.81-27.60 ka (mediana= 28.14 ka) para la cual han sido reportadas diferentes edades -mayor a 34 ka (Lozano-García et al., 1993), 40.9 a 34.6 ka (Lambert, 1986), 30.6 ka (Mooser, 1997) y 29.2 ka (Lozano-García, y Ortega-Guerrero, 1998) -con base en la datación por radiocarbono de sedimento por arriba o por debajo de este depósito volcánico en núcleos sedimentarios de los lagos Chalco y Texcoco (Lozano, et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998), así como por el fechamiento por ^{14}C de fragmentos de madera ubicados en el sitio arqueológico de Tlapacoya y en una excavación al pie del cerro de la Estrella (Lambert, 1986; Mooser, 1997).

Con base en los resultados modelo de edad-profundidad generado, podemos asumir

que los primeros 72 m de los sedimentos del lago de Chalco corresponden a los últimos ~85 ka. La resolución temporal entre las muestras analizadas de partículas de carbón, carbono total (CT), carbono inorgánico total (CIT) y carbono orgánico total (COT) es de ~120 años, mientras que en el caso del análisis palinológico, es de ~240 años.

3.3 Proxys paleo-climáticos (indicadores de cambio climático)

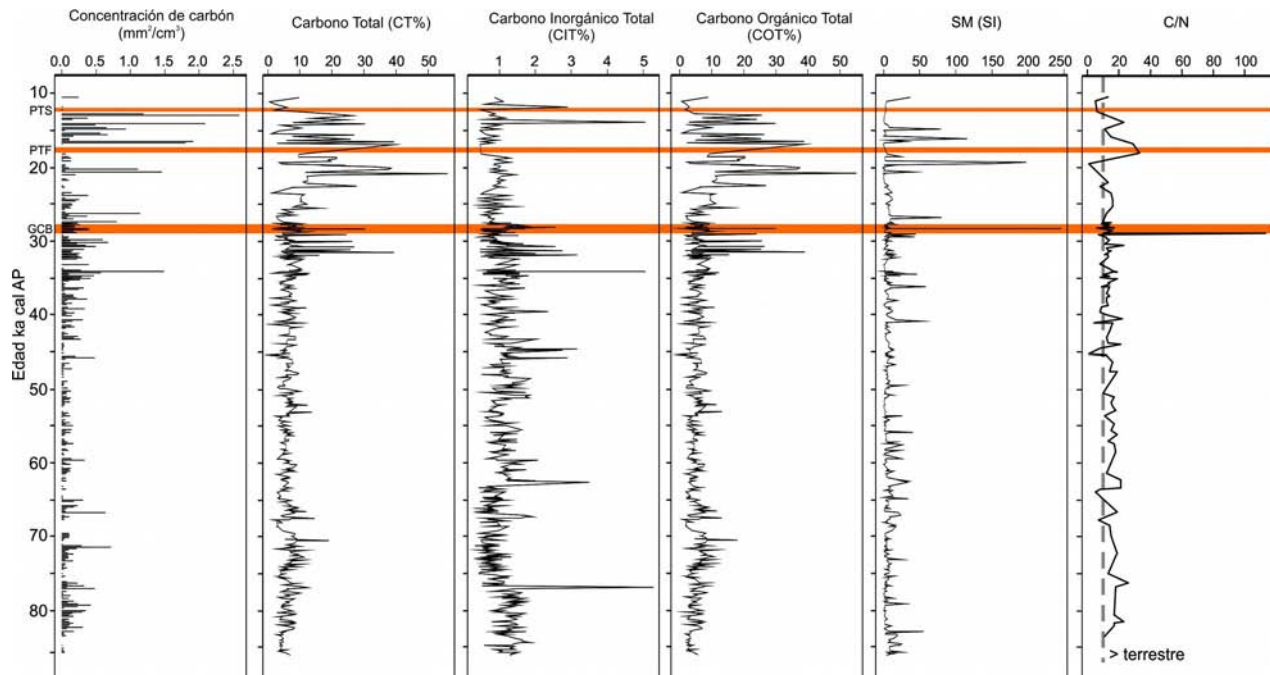


Figura 11. Registros de carbón, carbono (CT, CIT y COT), susceptibilidad magnética y la relación C/N de los sedimentos del lago de Chalco entre ~85 y 10.8 ka. El registro de partículas de carbón se expresa en valores de concentración (mm^2/cm^3); el contenido de CT, CIT y CIOT están expresados como porcentajes, la susceptibilidad magnética (SM) como unidades adimensionales SI. La línea gris punteada señala el valor promedio de la relación C/N que se considera para distinguir la procedencia de la materia orgánica; la cual puede provenir de fuente terrestre o bien, se originaria del lago. Para diferenciar entre ambas fuentes se toma el valor promedio=10. Las líneas anaranjadas corresponden a las tres tefras marcadoras PTS, PTF y la GCB esta última indicada por una línea más gruesa para resaltar el grosor (50cm) de esta tefra.

Registro de la concentración de las partículas de carbón

La concentración de partículas de carbón varió entre 0.0038 y $2.58 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ con un valor promedio de $0.12 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ durante los últimos ~85 ka (Fig. 11). Los valores de concentración más bajos (0.0054 - $0.47 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$ con un valor promedio de $0.065 \text{ mm}^2/\text{cm}^3$) se observan entre ~65 y ~44 ka, mientras que los valores de concentración más altos se observan entre

~44 y ~10.8 ka (0.0038-2.58 mm²/cm³ con un valor promedio de 0.192 mm²/cm³); durante este lapso (~44-10.8 ka) se registran tres intervalos importantes en los cuales varía la concentración de partículas de carbón: ~44 y ~23 ka (0.0038-1.48 mm²/cm³ con un valor promedio de 0.151 mm²/cm³), ~23 y ~18 ka (0.011-1-1.45 mm²/cm³ con un valor promedio de 0.149 mm²/cm³) y de ~18 a ~10.8 ka (0.0054-2.58 mm²/cm³ con un valor promedio de 0.613mm²/cm³) (Fig. 11). Entre ~85 y ~65 ka se registran valores intermedios (0.0038-0.715 mm²/cm³ con un valor promedio de 0.692 mm²/cm³) en la concentración de partículas de carbón.

Registro de carbono total (CT)

La concentración de carbono total (expresada en porcentaje de CT) presenta una amplia variación a lo largo del registro sedimentario; alcanzando concentraciones de hasta el 56%. El contenido de CT varió entre 0.6 y 56% con un valor promedio de 7.6% (Fig. 11). Las concentraciones más altas de CT se observan durante el intervalo ~35-10.8 ka, intervalo durante el cual los porcentajes de CT oscilaron entre 0.6 y 56% con un valor promedio de 9.8%. Durante este periodo se observa una amplia variación en el contenido de CT representada por diversos picos de amplitud variable, con valores por encima y por debajo del promedio, concentrados principalmente entre ~35 y ~27 ka y entre ~23 y ~13 ka (Fig. 11). Entre ~85 y ~35 ka el contenido de CT osciló entre 0.6 y 19%. Esta parte del registro las fluctuaciones en el contenido de CT está representada por valores, en su mayoría, por debajo del valor promedio (7.6%).

Registro de carbono inorgánico total (CIT)

La concentración de carbono inorgánico total (CIT%) varió entre 0.3 y 5.2%, con valor promedio de 1.1%. Las variaciones en la concentración de CIT a lo largo de la secuencia

sedimentaria se presentan en la figura 11. Se observan concentraciones entre 1.1 y 5.3% en los sedimentos depositados durante los intervalos: ~85-76 ka; ~63-55 ka y 14-10.8 ka. Entre ~85 y ~76 ka los valores fluctúan entre 0.5-5.3% dominando los valores 1.1 a 5.3%; durante el intervalo ~63-55 ka el contenido de CIT fluctúa entre 0.4 y 1.2%; dominando los valores 1.1 a 3.5%, mientras que para el intervalo ~14-10.8 ka el contenido de CIT fluctúa entre 0.5 y 5.1% alcanzando valores de 3 y 5%. Por otro lado, los valores de concentración más bajos (0.3-1.0%) predominan durante los intervalos temporales: ~76-63 ka y ~18-14 ka (Fig. 11). El intervalo ~55-18 ka está caracterizado por valores de concentración altamente variables (0.4-5.0%); es el intervalo de mayor variación representado por diversos picos de amplitud variable entre valores por arriba y por debajo del valor promedio (1.1%) (Fig. 11).

Registro de carbono orgánico total (COT)

La concentración de carbono orgánico total (COT%) osciló de 0.4 a 55% con un valor promedio de 6.4% (Fig. 11). Las variaciones en el contenido de COT fueron mayores durante periodo ~35-10.8 ka respecto a la sección entre ~85 y ~35 ka. Al igual que el CT el COT documenta dos periodos durante los cuales se registra los valores de concentración más elevados repartidos en una alternancia de diversos picos de diferente amplitud. El primero ~35 y ~27 ka dominado por valores entre 6.4 y 39%; mientras que el segundo ~23 y ~13 ka está caracterizado por presentar valores que fluctúan principalmente entre 6.4 y 55% (Fig. 11). Por otro lado, entre ~85 y ~35 ka el registro de COT está dominado principalmente por valores por debajo del promedio (0.49-6.3%).

Registro de Susceptibilidad Magnética (SM)

Los sedimentos presentan valores de susceptibilidad magnética (SM) que oscilan entre 0.1 hasta 245 ($\times 10^{-6}$ SI), con un valor promedio de 8.20 ($\times 10^{-6}$ SI) (Fig. 11). La mayor parte de los

valores de SM por debajo del promedio ($0.1-8.1 \times 10^{-6}$ SI) se registran en los sedimentos depositados durante el intervalo ~85-41 ka y los valores más altos están asociados con sedimentos depositados entre ~41 y ~10.8 ka. En general, los valores de SM más altos están asociados con los 26 depósitos de tefra identificados en la secuencia; tal es el caso de la GCB (245×10^{-6} SI) (Fig. 11).

Registro de la relación de carbono-nitrógeno (C/N)

El registro de la relación C/N varió entre 1 y 33, con un pico de 113 a la edad de ~29 ka (Fig. 11) señalando una alternancia entre la presencia de materia orgánica de origen terrestre y materia orgánica de origen lacustre las cuales presentaron una tendencia a dominar o disminuir a lo largo del registro. De manera general, se registran valores >10 en la mayor parte del registro y valores <10 principalmente en los siguientes intervalos: ~67.8 ka; ~64.1-63.7 ka; ~45.3-44.5 ka; ~41.1 ka; ~39.8-39.1 ka; ~36.2 ka; ~35 ka; ~33.2 ka; ~29.3 ka; ~28.3 ka; ~27.8 ka; ~22.6 ka; ~19.6 ka y 11.1 ka.

Análisis Palinológico

Con base en el análisis palinológico de la secuencia maestra del lago de Chalco, se identificaron 85 tipos de palinomorfos los cuales fueron divididos en 5 grupos (Tabla 2); de los cuales los grupos 1-3 corresponden a registro palinológico regional, mientras que los grupos 4 y 5 corresponden al conjunto de palinomorfos locales. El grupo 1 está constituido por taxa arbóreos y arbustos de los cuales fueron identificados 5 familias y 25 géneros. El grupo 2 conformado por hierbas dentro del cual fueron identificadas 15 familias y 9 géneros. El grupo 3 está constituido por pteridofitas y se identificaron 5 familias y 7 géneros. El grupo 4 está formado por plantas acuáticas (hidrófitas) de las cuales se identificaron 5 familias y 5 géneros y finalmente, el grupo 5 está representado por la comunidad de algas representadas por 1

familia y 7 géneros así como una estructura algal, posiblemente de resistencia, que se denominó informalmente “Texcocana” la cual también ha sido documentada previamente en secuencias lacustres del lago de Chalco y ha sido relacionada con aguas muy concentradas en sales (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998).

Grupo 1 (árboles y arbustos)				
<i>Abies</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	Moraceae	<i>Prunus</i>
<i>Alnus</i>	<i>Carya</i>	<i>Fraxinus</i>	Myrtaceae	<i>Quercus</i>
<i>Arceuthobium</i>	<i>Celtis</i>	<i>Juglans</i>	<i>Picea</i>	<i>Salix</i>
<i>Betula</i>	<i>Clethra</i>	<i>Juniperus</i>	<i>Pinus</i>	Sapindaceae
<i>Buddleia</i>	<i>Cornus</i>	<i>Liquidambar</i>	piñoneros	<i>Tilia</i>
<i>Bursera</i>	Fagaceae	Loranthaceae	<i>Podocarpus</i>	<i>Ulmus</i>
Grupo 2 (hierbas)				
Amaranthaceae	Asteraceae	<i>Hyptis</i>	Rosaceae	
<i>Ambrosia</i>	<i>Bocconia</i>	Labiatae	Rubiaceae	
Anacardaceae	<i>Cirsium</i>	<i>Mimosa</i>	Saxifragaceae	
Apiaceae	Cruciferae	<i>Plantago</i>	Solanaceae	
Apocynaceae	Euphorbiaceae	Poaceae	<i>Thalictrum</i>	
<i>Artemisia</i>	<i>Eryngium</i>	Ranunculaceae	Urticaceae	
Grupo 3 (pteridofitas)				
Adiantaceae	<i>Lycopodium</i>			
Aspleniaceae	<i>Ophioglossum</i>			
<i>Cryptopteris</i>	<i>Polypodium</i>			
Cyanthaceae	Pteridoidae			
<i>Cyathea</i>	Sellaginellae			
<i>Elaphoglossum</i>	<i>Sellaginella</i>			
Grupo 4 (hidrófitas)				
<i>Arenaria</i>	Onagraceae			
Caryophyllaceae	Polygonaceae			
Cyperaceae	<i>Potamogeton</i>			
<i>Isoetes</i>	<i>Typha</i>			
Liliaceae				
<i>Myriophyllum</i>				
Grupo 5 (algas)				
<i>Botryococcus</i>	<i>Spirogyra</i>			
<i>Coelastrum</i>	Texcocana			
<i>Debarya</i>	Zygnemataceae			
<i>Gloeotrichia</i>				
<i>Pediastrum</i>				
<i>Scenedesmus</i>				

Tabla 2. Listado de palinomorfos identificados en los sedimentos del lago de Chalco (~85-10.8 ka). Se indica los taxa que conforman los 5 grupos: 1) árboles y arbustos, 2) hierbas, 3) pteridofitas, 4) hidrófitas y 5) algas. Los taxa están enlistados en orden alfabético.

3.4 Interpretación de resultados

En los siguientes capítulos de este trabajo se lleva a cabo una interpretación de los resultados de los cuatro indicadores o proxys paleo-climáticos analizados:

- (1) Registro de partículas de carbón
- (2) Registro de contenido de carbono total (CT), carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT)
- (3) Registro de contenido de nitrógeno total (NT) y la relación C/N
- (4) Registro de polen regional y local

Debido a que cada indicador o proxy paleo-climático depende de procesos diferentes, la interpretación de los resultados de cada uno, se discute en los capítulos IV (Eventos de sequía y episodios de incendio en el sur de la cuenca de México durante el último ciclo glacia), V (Historia de la vegetación en la cuenca de México durante el último ciclo glacial) y VI (Historia Climática en la cuenca de México durante el último ciclo glacial). Posteriormente, en el capítulo VII se resumen las conclusiones más importantes de este trabajo.

Capítulo IV

EVENTOS DE SEQUÍA Y EPISODIOS DE INCENDIO EN EL SUR DE LA CUENCA DE MÉXICO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL

4.1 Introducción

El fuego es un componente importante de los ecosistemas modernos y es considerado como un agente significativo de perturbación en los ecosistemas terrestres debido a las consecuencias que genera en la dinámica de la vegetación, en los ciclos biogeoquímicos y en la química atmosférica (Power et al., 2010). La probabilidad de ocurrencia de un incendio en un momento dado está determinada principalmente por el clima (cantidad de precipitación, humedad relativa, temperatura del aire y el viento) (Pyne et al., 1996). Sin embargo, la actividad volcánica también puede ejercer un efecto en el origen y control de eventos de incendio (Fuentes y 1986; Davis y McNutt, 1993; Heusser, 1994; McNutt y Davis, 2000). Las variaciones en la actividad del fuego han sido un factor importante en las reorganizaciones bióticas del pasado (Price y Rind, 1994; Watson et al., 2000; Overpeck et al., 2002). Los primeros estudios enfocados en la documentación de la historia de incendios se obtuvieron por medio del análisis de los anillos de árboles (Conedera et al., 2009) y, actualmente, existen diversos registros históricos que documentan la relación existente entre la frecuencia, la estacionalidad, y la intensidad de los eventos de incendio (desarrollado en un ecosistema particular) con el clima y la vegetación (Bond y Van Wilgen, 1996; Scott, 2000; Bowman et al., 2009).

La combustión incompleta de la materia orgánica produce partículas carbonizadas (partículas de carbón) las cuales son transportadas y depositadas dentro de cuerpos lacustres constituyendo un archivo sedimentario útil para el estudio de la historia de episodios de incendio. Los estudios de reconstrucción paleo-ambiental en las últimas décadas, han utilizado el análisis de partículas de carbón preservado en sedimentos lacustres, las cuales son consideradas por diversos autores como un indicador de la historia de incendios (Tolonen, 1986; Patterson et al., 1987; Clark y Royall, 1996; Clark et al., 1998; Long et al., 1998; Whitlock y Larsen, 2001; Mitchell et al., 2006).

El análisis de partículas de carbón, cuantifica la acumulación de estas partículas transportadas en los sedimentos durante o después de una evento de incendio y define los niveles estratigráficos con una alta concentración de éstas (conocidos como picos de carbón) los cuales indican la presencia de incendios pasados (Whitlock, y Larsen, 2001; Power *et al.*, 2006). Sin embargo, al analizar las partículas de carbón en un registro sedimentario debemos considerar que el depósito de éstas puede llevarse a cabo en diferentes intervalos de tiempo después de un evento de incendio. Estudios modernos de la acumulación de carbón en diferentes lagos, han indicado que el depósito de carbón puede llevarse a cabo varios años después del incendio (Whitlock y Larsen, 2001). Así, el registro sedimentario de carbón puede estar constituido por carbón primario (carbón introducido durante o poco tiempo después de un evento de incendio) y por carbón secundario (carbón introducido durante los años con ausencia de fuego o bien transportado por diferentes eventos de precipitación (Whitlock y Larsen, 2001).

La interpretación de los episodios o eventos de incendio mediante el análisis de partículas de carbón preservadas en el registro sedimentario debe considerar que el registro de carbón es complejo y no estacionario, es decir su media y su varianza cambian a lo largo del tiempo (Clark et al., 1996; Clark y Patterson, 1997; Long et al., 1998). Así, un registro de partículas de carbón constituye una serie de tiempo caracterizada por diferentes picos discretos superpuestos en una media variable lenta y, aunque el tamaño de cualquier pico individual refleja el tamaño, la ubicación y la producción de carbón originado por incendios individuales, el tamaño promedio de los picos puede cambiar a través del tiempo, contribuyendo a un cambio lento en la varianza. Esta no-estacionalidad puede surgir como resultado de las variaciones en la producción de carbón por unidad de tiempo, debido a los cambios en el régimen de incendios que incluyen la tasa de combustión, la intensidad de los incendios y el tipo de vegetación combustionada, o bien, por la acción de procesos tafonómicos (Marlon et al., 2006; Higuera et al., 2007). En conjunto, estos procesos pueden afectar en gran medida las tasas de acumulación de carbón en el sedimento (Davis et al., 1984; Giesecke y Fontana, 2008) y por consiguiente producir tendencias a largo plazo en los registros de carbón que no estén relacionadas con los cambios en el régimen de incendios, como su frecuencia o su intensidad. Al reconocer la importancia de estos procesos, los paleoecólogos han aplicado una gran variedad de métodos estadísticos que pueden ser aplicados a datos de carbón con el objeto de aislar la señal relacionada con incendios de ocurrencia local (Whitlock y Larsen, 2001; Gavin et al., 2003; Gavin et al., 2007; Higuera et al., 2007) y de reconstruir la historia de los episodios de incendio.

De manera general, estos estudios están basados principalmente en un enfoque de descomposición mediante el cual una serie de tiempo de tasas de acumulación de carbón

(CHAR) es suavizada para separar los componentes de la serie; es decir, para aislar el “*background*” (variabilidad aleatoria o ruido asociado al carbón secundario que puede no estar relacionado con un evento de incendio) de la serie picos de carbón (asociado al carbón primario relacionado con un evento de incendio) (Clark et al., 1996; Long et al., 1998; Carcaillet et al., 2001; Gavin et al., 2006; Higuera et al., 2009; Higuera et al., 2010) y así poder documentar el historial de episodios de incendio en un determinado lugar.

En este capítulo se presenta el análisis realizado al registro de partículas de carbón para el cual los datos de concentración de partículas de carbón (mm^2/cm^3) fueron convertidos a tasas de acumulación de carbón (CHAR por sus siglas en inglés) ($\text{mm}^2 \text{ cm}^2 \text{ año}^{-1}$) con el objeto de documentar la historia de incendios durante el último ciclo glacial (UCG) en el sur de la cuenca de México (lago de Chalco); partiendo de la interrogante principal de si los episodios de incendio en la cuenca de México durante el UCG estuvieron asociados a la variabilidad climática o bien, a la actividad volcánica que tuvo lugar en esta región durante el Cuaternario tardío (Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Newton y Metcalfe, 1999). Para esto, se llevó a cabo una comparación de registro de CHAR con los valores de carbono inorgánico total (CIT) utilizado como un indicador de concentración y precipitación de carbonatos dentro del lago, así como con los valores de susceptibilidad magnética previamente reportados por Herrera-Hernández (2011) y Ortega-Guerrero et al. (2015) y con los depósitos de tefra identificados a lo largo de la secuencia sedimentaria previamente presentada. Posteriormente, se hizo una comparación con las variaciones en la insolación para los 20 °N tanto de primavera como de verano para ver si los episodios de incendio documentados estuvieron relacionados con algún tipo de insolación.

4.2 Análisis estadístico del registro de la serie de carbón CHAR

Debido a que la serie CHAR (tasas de acumulación de partículas de carbón) está conformada por dos componentes: 1) un componente de frecuencia o variación lenta (denominado “*background*” o ruido de fondo) y 2) un componente de alta frecuencia o variación rápida (picos de carbón) fue necesario eliminar la tendencia para poder diferenciar entre estos dos componentes (Long et al., 1998; Carcaillet et al., 2001; Gavin et al., 2006; Higuera et al., 2009; Kelly et al., 2011). Los picos de carbón asociados a eventos de incendio, se identificaron a través de la estimación de valores de umbral para separar la señal de incendios locales del componente de ruido de fondo o “*background*” (ocasionado por la entrada continua de carbón no relacionada con la ocurrencia de incendios); por medio de los valores de CHAR mayores a los umbrales asumimos que representan a los eventos de incendio (Whitlock y Larsen, 2001; Higuera et al., 2010; Kelly et al., 2011). Los picos de incendio se identificaron por medio de la suavización de la señal de carbón utilizando la regresión *loess* con un 0.25 de span o parámetro de suavización (Cleveland y Devlin, 1988), a partir de la cual, los valores de carbón predecidos fueron sustraídos de la señal actual para generar una serie de datos de picos de carbón, la cual, subsecuentemente, fue modelada a través de un modelo Gaussiano mixto de bajo componente (MGM) (en inglés: *a low-component Gaussian mixture model-GMM*).

El procedimiento de la identificación de los picos de carbón fue llevado a cabo utilizando todo el conjunto de datos y fue repetido nueve veces consecutivas, dividiendo el registro en 2 a 10 partes. Cuando el registro estaba siendo dividido, para cada una de las partes se ajustó un MMG con la finalidad de que cada una de las muestras fuera asignada en

cada ocasión, ya fuera al ruido de fondo o a la señal. En consecuencia, a cada pico de carbón se le asignó un puntaje de probabilidad el cual reflejó el número de veces en que éste fue identificado como incendio asociado en las divisiones sucesivas del registro. Sólo aquellos picos que presentaron un puntaje de probabilidad de 0.5 o más, fueron considerados para representar periodos con actividad de fuego significativa. El número máximo de divisiones del registro fue de 10 ya que se necesitaba un número razonable de observaciones (55) para la estimación local de la regresión *loess*.

Asimismo, se ajustó un modelo de *loess* bivariado de span 0.5 (una extensión de *loess* usando 50% de los datos para la estimación local de CHAR como una función de dos variables) para explicar la serie CHAR en términos de carbono inorgánico total (CIT) y susceptibilidad magnética (SM) como indicadores de sequía y vulcanismo, para generar elementos para la interpretación de los resultados. Todo el procedimiento estadístico se llevó a cabo utilizando el programa R (R Team, 2009), y los paquetes específicos de paleoMAS (Correa-Metrio et al., 2011) y mixtools (Benaglia et al., 2009).

4.3 Registro de las tasas de acumulación de carbón (CHAR) para los sedimentos del lago de Chalco.

En la figura 12 se presenta el registro de las tasas de acumulación de carbón (CHAR) las cuales variaron entre 0.00027 y 0.24 mm² cm⁻² año⁻¹ con un valor promedio de 0.014 mm² cm⁻² año⁻¹. Los valores de CHAR más bajos (0.0003-0.03 mm² cm⁻² año⁻¹) se observan entre ~65 y ~42 ka. En general, los sedimentos depositados durante los últimos ~42 ka tuvieron los valores más altos en las tasas de acumulación de carbón (CHAR) (0.0003-0.24 mm² cm⁻² año⁻¹). El periodo entre ~42 y ~28 ka documenta los valores de acumulación de carbón más

elevados (alcanzando hasta $0.24 \text{ mm}^2 \text{ cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Entre ~ 28 y ~ 23 ka CHAR osciló entre 0.0005 y $0.07 \text{ mm}^2 \text{ cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y de ~ 23 a ~ 10.8 ka variaron de 0.0003 a $0.10 \text{ mm}^2 \text{ cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Se documentan valores de CHAR intermedios de 0.0003 a $0.05 \text{ mm}^2 \text{ cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en los sedimentos depositados entre ~ 85 y ~ 65 ka.

4.4 Registro del contenido de CIT estandarizado para los sedimentos del lago de Chalco

Con base en las variaciones en el contenido de CIT estandarizado ilustrado en la figura 12 se identificaron visualmente siete intervalos de cambio. De manera general, los sedimentos depositados durante los intervalos ~ 85 - 77 ka y ~ 64 - 59 ka presentan valores más altos que el promedio. Los periodos con valores de CIT por debajo del promedio se documentan entre ~ 77 y ~ 64 ka y entre ~ 18 y 10.8 ka. Valores promedio de CIT fueron observados en los sedimentos depositados durante ~ 59 y ~ 47 ka. Los sedimentos correspondientes al intervalo ~ 47 - 27 ka están caracterizados por valores de CIT altamente variables. Las concentraciones de CIT más elevadas fueron documentadas en los sedimentos de temporalidad ~ 42 a ~ 28 ka, mientras que los valores CIT muestran una tendencia a disminuir gradualmente hacia valores por debajo del promedio después del depósito de la GCB alrededor de los ~ 28 ka.

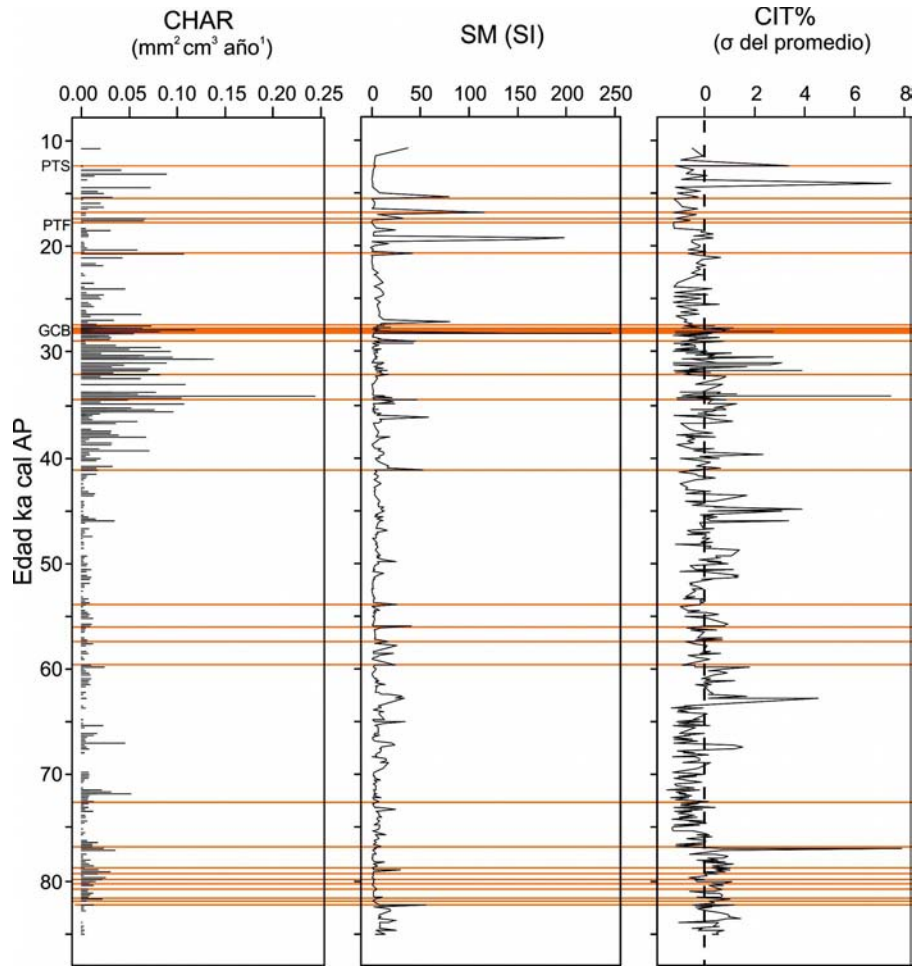


Figura 12. Tasas de acumulación de carbón (CHAR), susceptibilidad magnética (SM) y contenido de carbono inorgánico total (CIT) para el registro sedimentario del lago de Chalco durante ~85 y ~10.8 ka. El contenido de CIT está estandarizado con respecto a su valor promedio y se presenta en desviaciones estándar. La líneas anaranjadas indican las 26 tefras identificadas en la secuencia maestra para las cuales se indican las tres tefras marcadoras: PTS, PTF y la GCB.

4.5 Registro de sequía en el lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG)

Debido a que el lago de Chalco se encuentra rodeado en su totalidad por depósitos volcánicos de composición variable: basáltica, andesita basáltica hasta dacita (Rodríguez-Castillo y González-Morán, 1989; Lugo-Hubp et al., 1994; Siebe, 2005, Arce et al., 2015; González-Torres, 2015) y que el contenido de CIT en los sedimentos representa la abundancia de minerales de carbonato autigénico, precipitados en el lago como resultado de mayor salinidad y evaporación en la columna de agua durante los eventos áridos (Cohen, 2003), se sugiere que el contenido de CIT en los sedimentos del lago de Chalco estima la cantidad de carbonatos autigénicos ya que alrededor de éste no existen rocas carbonatadas. Así, los valores estandarizados de CIT se presentan para documentar eventos de sequía en el lago de Chalco entre ~85 y ~10.8 ka (Fig. 12) de tal manera, que los sedimentos con valores de CIT por arriba del promedio representan intervalos de sequía mientras que los sedimentos con valores de CIT por debajo del promedio representan periodos relativamente húmedos.

Comparando con los periodos ~77-64 ka y ~27-14 ka, la abundancia de carbonatos es mayor al promedio durante los periodos ~85-77 ka y durante ~14-10.8 ka (Fig. 12). Los sedimentos de ~64-27 ka están caracterizados por altas variaciones en el contenido de CIT y representan varios intervalos con contenidos de carbonatos con valores más altos que el promedio. En general, los periodos de sequía de mayor duración se documentan antes de ~64 ka, y se observa un incremento en el número de eventos de sequía después de ~64 ka. Hodell et al. (2008) documentan un cambio en el régimen hidrológico en el registro sedimentario del lago de Peten Itzá para la última parte del MIS 3; durante el cual se registra

una mayor frecuencia de ciclos de humedad/sequía a partir de ~64 ka; fenómeno que ha sido relacionado a una mayor dinámica ejercida por la capa de hielo de Lauréntida así como a un incremento en las pulsaciones de agua dulce hacia el golfo de México.

4.6 Historia de los episodios de incendio en el lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG)

Con base en el análisis de regresión (*loess*) fueron identificados 123 picos de carbón para los últimos ~85 ka, los cuales estuvieron asociados con periodos de alta actividad de fuego (Fig. 13-A). El registro de carbón muestra tres diferentes intervalos temporales en los que el fuego fue variable: 1) ~85-59 ka: donde se registran 49 picos de carbón asociados a fuego, 2) 24 picos de carbón asociados a fuego entre ~59 y ~42 ka y 3) y ~42-10.8 ka donde se documentan 50 picos de carbón asociados a fuego. La actividad del fuego fue más intensa durante ~42-10.8 ka y las tasas de acumulación de carbón (CHAR) más elevadas se documentan entre ~42 y ~27 ka.

Los diferentes episodios de incendio identificados probablemente fueron el resultado de los eventos de sequía documentados o bien, el resultado de la actividad volcánica por lo que la identificación de ambas causas podría ser de especial interés en el entendimiento de la historia natural de la región de la cuenca de México. Para poder diferenciar entre los eventos de incendio que pudieron estar asociados a la sequía de aquellos que pudieron estar asociados a la actividad volcánica, fueron graficados los picos de carbón como una función del contenido de carbono inorgánico total (CIT) y de la susceptibilidad magnética (SM) representados en el modelo bivariado de loess (Fig. 13-B). Los valores altos de CIT representan eventos de sequía mientras que los altos valores de SM están asociados con

depósito de tefras. De esta manera, se observó que de los 123 picos de carbón identificados, 97 estuvieron distribuidos a lo largo del eje de CIT en el modelo bivariado de *loess* (Fig. 13-B) asimismo, se observó que los sedimentos que albergan estos picos de carbón registran bajos valores en la SM (Fig. 12). Debido a que el contenido de CIT es utilizado en este trabajo como un proxy para determinar los intervalos de sequía, consideramos que estos 97 eventos de incendio ocurrieron durante condiciones de sequía.

De manera similar, se documenta que 26 picos de carbón estuvieron distribuidos a lo largo del eje de SM en el modelo bivariado de *loess* (Fig. 13-B) y que, los sedimentos que registran estos picos de carbón presentan valores bajos de contenidos de CIT y están asociados con 19 capas de tefra diferentes de la secuencia sedimentaria. Consideramos que estos picos de carbón asociados al fuego estuvieron relacionados con la actividad volcánica en la región de la cuenca de México documentada para el Cuaternario tardío (Ortega-Guerrero y Newton, 1998). De hecho, se tiene documentado que tanto la sierra Nevada como el campo volcánico Chichinautzin (CVC) y la sierra de Santa Catarina han sido volcánicamente activos a lo largo de los últimos ~1.8 Ma. Para el volcán Popocatepetl, se tiene una amplia historia volcánica desde ~1.2 Ma hasta el Holoceno (Macías et al., 2012; Arce et al., 2013a). Las 26 capas de tefra identificadas en la secuencia sedimentaria en estudio, proveen la evidencia de que dicha actividad volcánica se produjo cerca del lago de Chalco y éstas estuvieron concentradas dentro de tres intervalos temporales (~80-70, ~60-54 y ~42-10.8 ka). Además, para el volcán Nevado de Toluca (al suroeste del lago de Chalco) se tiene el registro de la existencia de tres erupciones muy importantes de carácter sub-pliniano-pliniano, las cuales están representadas por los depósitos de tefra conocidos como: Pómez Toluca Inferior (PTI; en inglés LTP) a los ~26 ka (edad de radiocarbono ~21.7 ka) (Capra et

al., 2006), Pómez Toluca Media (PTM; en inglés MTP) a los ~14 ka (edad de radiocarbono ~12.1 ka) (Arce et al., 2005) y la Pómez Toluca Superior (PTS; en inglés UTP) a los ~12-12.5 ka (edad de radiocarbono ~10.5 ka) (Arce et al., 2003). De estos tres, ha sido identificada, en los sedimentos del lago de Chalco, la Pómez Toluca Superior (PTS) misma que ha sido utilizada como un marcador estratigráfico. Similarmente, para el volcán Popocatepetl (sureste del lago de Chalco), se han documentado al menos siete erupciones plinianas, durante los último ~23 ka, produciendo grandes depósitos de caída de pómez y de ceniza (Schaaf et al., 2005). Una de estas erupciones; datada alrededor de los ~17 ka (edad de radiocarbono ~14.5 ka) (García-Palomo et al., 2002; Arce et al., 2006) corresponde la tefra marcadora Pómez Tutifrutti PTF). Por otro lado, el origen de la tefra basáltica-andesítica correspondiente a la Gran Ceniza Basáltica (GCB) (utilizada también como una tefra marcadora en la estratigrafía del lago de Chalco) es desconocido, sin embargo, debido a su gran espesor (50 cm) es probable que su fuente de origen haya sido un volcán cercano de la vecindad del lago de Chalco (Ortega-Guerrero et al., 2015) y su depósito debió haber tenido un gran impacto reflejado por los altos valores de SM (>200 SI) así como por los altos valores de CHAR (0.05-0.11 mm² cm⁻² año⁻¹) en los sedimentos del lago de Chalco (Fig. 12).

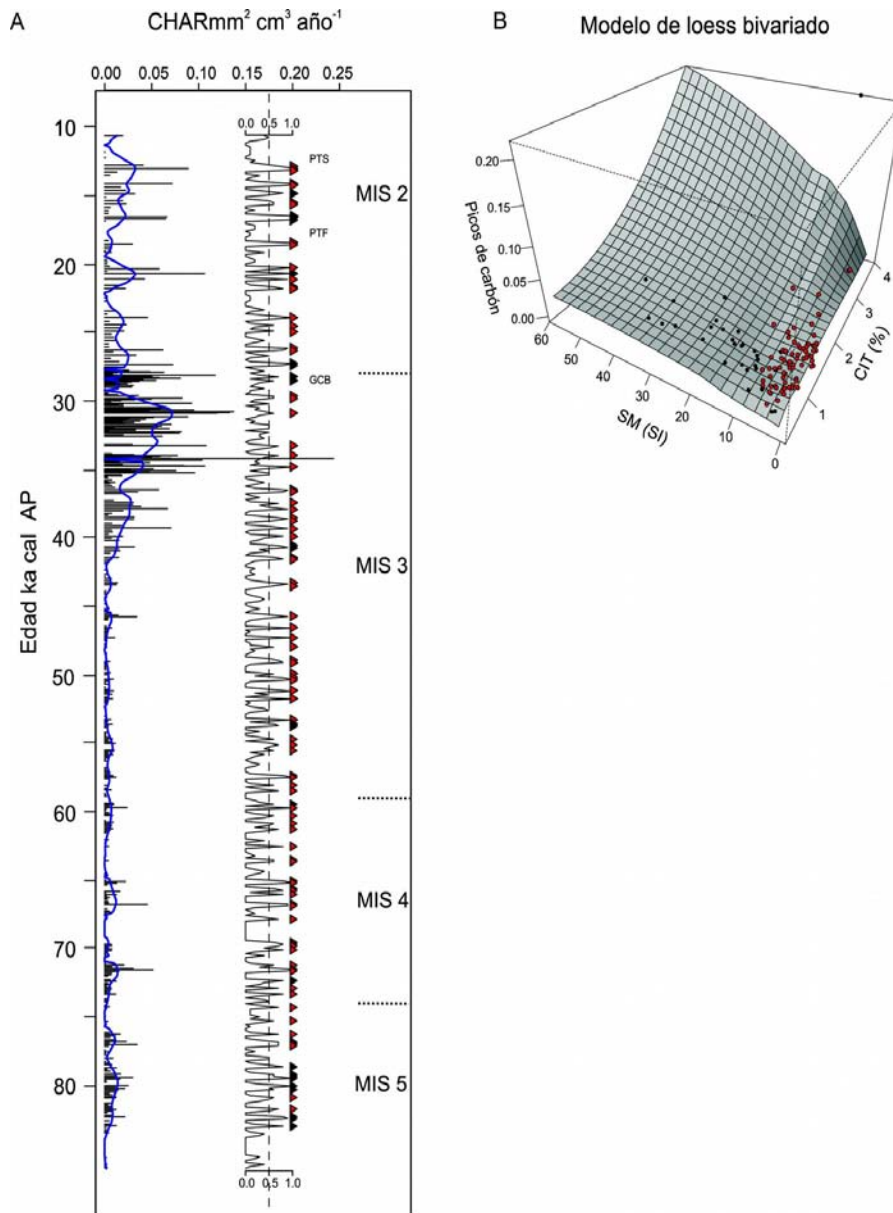


Figura 13. Registro de episodios de incendio de los sedimentos del lago de Chalco. A. Serie de tasas de acumulación de carbón (CHAR) entre ~85 y ~10.8 ka. Las líneas negras horizontales corresponden a las tasas de acumulación de carbón mientras que el "background" o ruido de fondo se indica con una línea azul. Los triángulos señalan los picos de carbón identificados de los cuales los negros se asocian a la actividad volcánica mientras que los rojos se asocian con eventos de sequía. La línea negra señala los puntajes de probabilidad de que cada punto de datos de carbón represente un periodo de actividad de incendio (el umbral es de 0.5 y está indicado con una línea vertical punteada). Se indican los estadios isotópicos marinos (MIS 5-2) que abarcaron el UCG. B. Modelo de loess bivariado; muestra los picos de carbón asociados a fuego y su relación con las variables CIT y SM; la superficie gris representa a CHAR modelada como función del CIT y SM.

4.7 Forzamientos climáticos para el registro de sequía y los episodios de incendio en el lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG)

4.7.1 Forzamiento Orbital (Solar)

El registro del contenido de carbono inorgánico total (CIT) y el registro de la acumulación de partículas de carbón (CHAR), analizados en este trabajo, representan un registro “proxy” de sequía y un registro “proxy” de episodios de incendio para la cuenca de México durante el último ciclo glacial (UCG). Como se mencionó en la sección del área de estudio, en la actualidad, en la región de la cuenca de México, la estación más húmeda y con mayor precipitación corresponde al verano, mientras que la primavera corresponde a la estación más seca durante la cual se alcanzan las máximas temperaturas en la región. Así, con el objeto de evaluar el posible forzamiento solar en el control de los episodios de incendio y sequía en la cuenca de México, se llevó a cabo una comparación de estos dos registros-proxy con las variaciones, a escala orbital, que ha presentado tanto la insolación de primavera como la insolación de verano a los 20°N durante los últimos ~85 ka (Fig. 14).

De esta manera, se puede observar que altas cantidades de carbonato (valores por encima del promedio) no precipitaron durante periodos con alta insolación de verano; en lugar de esto, el registro de sequía muestra una correlación positiva de primer orden con las variaciones orbitales de la insolación de primavera. En la porción del registro que cuenta con un mejor control cronológico (~50-10.8 ka cal AP) se observan dos fases con valores de precipitación de carbonatos más altos que el promedio (~47-27 y ~14-10.8 ka), las cuales coinciden con intervalos de valores más altos de insolación de primavera; a diferencia del intervalo ~27-22 ka donde se documenta que valores por debajo del promedio en la

precipitación de carbonatos ocurren durante un intervalo de mínimo en la insolación de primavera (Fig. 14).

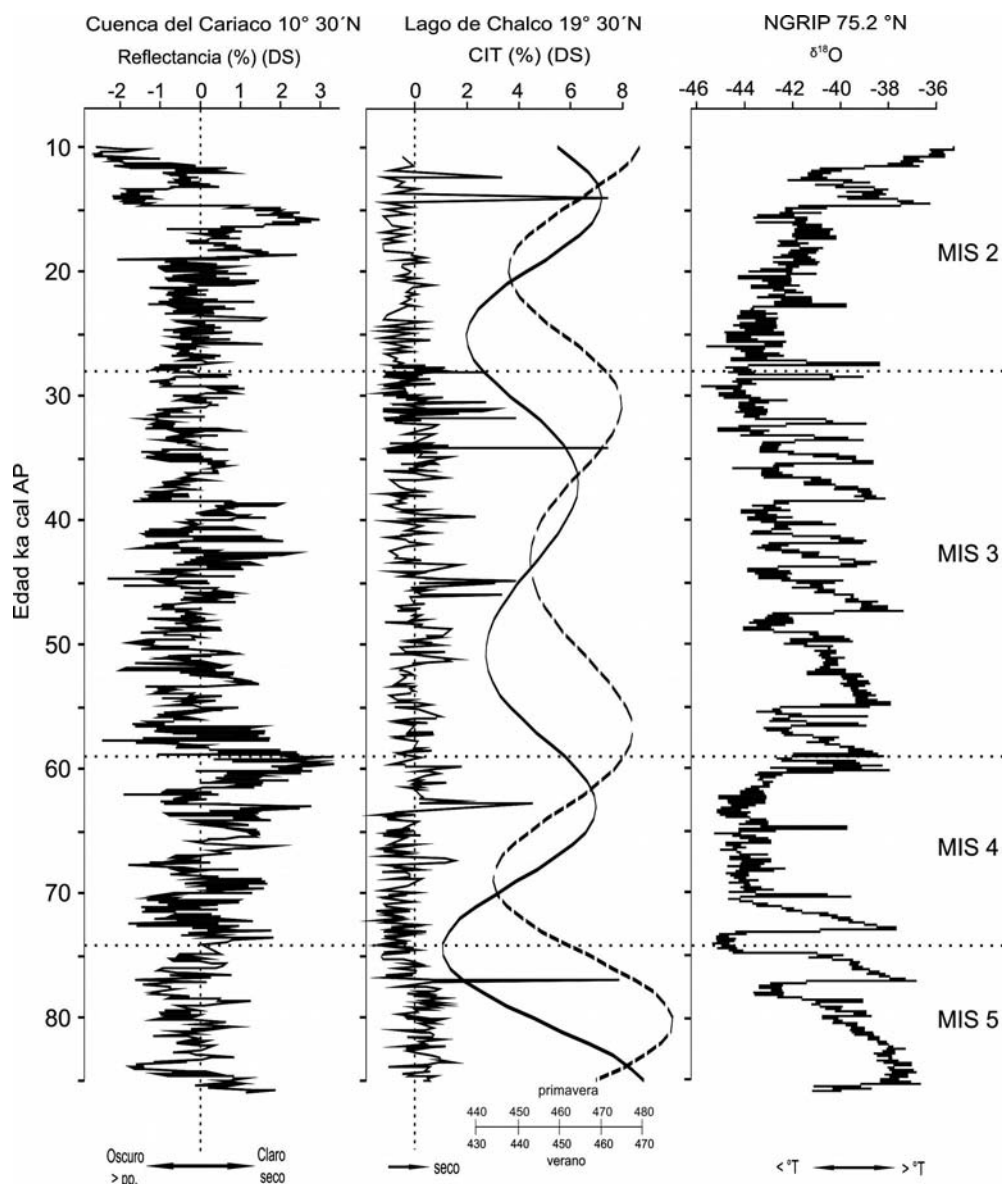


Figura 14. Comparación del registro de carbono inorgánico total (carbonatos) del lago de Chalco con el registro del análisis del porcentaje de reflectancia al color de los sedimentos de la cuenca del Cariaco, Venezuela (Peterson et al., 2000) y con el registro de hielo NGRIP (*North Greenland Ice Core project members*, 2004; Svensson et al., 2005) durante el último ciclo glacial (UCG). Tanto los datos de CIT como los de reflectancia al color de los sedimentos del Cariaco se presentan estandarizados (desviaciones estándar DS con respecto a su valor promedio; este último indicado con un línea punteada). La insolación de primavera está señalada con un línea sólida, mientras que la de verano se indica con una línea punteada. Se indican los estadios isotópicos marinos (MIS 5-2) que abarcaron el último ciclo glacial (UCG)

En la sección extrapolada del registro (a partir de los 50 ka) los intervalos de sequía presentan una relación similar con la insolación de primavera. A pesar de un ligero retraso, se observa que una alta frecuencia en la sequía (valores más altos que el promedio) durante ~85-77 ka y ~65-59 ka también ocurrieron durante intervalos de alta insolación de primavera. En la actualidad, los datos meteorológicos de la región de la cuenca de México indican que el máximo en la temperatura anual (es decir 27-28°C) es alcanzado durante los meses de primavera (marzo-junio). La similitud entre el registro de sequía y la insolación de primavera sugiere que durante el Pleistoceno tardío los eventos de sequía y los episodios de incendio en el centro de México estuvieron controlados por la insolación de primavera.

Con relación a los episodios de incendio, durante los últimos ~85 ka, la mayor parte de los picos de carbón asociados al fuego están asociados con intervalos de sequía (ejemplo, 97 de 123 episodios). El intervalo con más episodios de incendio corresponde al MIS 3 (59-28 ka). Contrariamente, en comparación con el MIS 3, los intervalos con menos episodios de incendio corresponden al MIS 5a (85-74 ka), MIS 4 (74-59 ka) y MIS 2 (28-10 ka) (Fig. 13-A). La actividad por parte del fuego fue relativamente mayor durante el MIS 5a y el MIS 4 y la primera parte del MIS 3 y los intervalos con la mayor actividad de fuego estuvieron presentes durante las partes finales del MIS 3 y MIS 2 donde se observaron más picos de carbón con un puntaje cercano a 1.0 (Fig. 13-A). Es importante mencionar que los intervalos de mayor actividad de fuego no corresponden con los periodos que registran los valores más altos en insolación de primavera; alcanzando ~480 w/m² durante ~85-77 ka (MIS 5) y durante ~14-10.8 ka (MIS 2) (Fig. 14), los cuales están concentrados en un pequeño número de años (punto de inflexión de la curva) (Fig. 14). En cambio, la actividad de fuego más frecuente en

este registro (~40-27 ka) ocurrió en un intervalo caracterizado por una alta insolación de primavera que se extendió durante un periodo más largo (curva más plana) (Fig. 14); suponemos que si los valores de insolación de primavera se extendieron durante un periodo de tiempo de mayor duración, esto pudo haber tenido un efecto más significativo en la recurrencia de episodios de incendio. Por otro lado, se documenta baja actividad de fuego entre ~59 y ~40 ka (primera parte del MIS 3) que coincide con un intervalo con un mínimo en la insolación de primavera, sobre todo entre ~55 y ~45 ka. Posiblemente, esto pueda indicar un descenso en la temperatura similar al reportado por Vázquez-Selem y Heine (2004) y Caballero et al. (2010) para el último máximo glacial (UMG).

4.7.2 Forzamiento Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

En la síntesis de los registros sedimentarios de carbón a partir del UMG presentada por Power et al. (2008) se indica que la actividad de fuego ha ocurrido como resultado de la variabilidad climática, de los cambios en la vegetación así como por el efecto del impacto humano. A lo largo del glacial tardío, la mayor parte de la actividad de fuego en los Neotrópicos tuvo lugar durante periodos caracterizados por una precipitación reducida (Power et al., 2010). Un elemento clave del sistema climático planetario que controla los cambios en la precipitación a nivel global, y sobre todo en los trópicos, corresponde a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Waliser y Gautier, 1993; Waliser et al., 1999).

La Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) como ya se ha mencionado es una banda de baja presión atmosférica marcando el ecuador meteorológico y por consiguiente la precipitación a nivel global como resultado de su migración estacional. Durante el verano, la ZCIT migra hacia el norte del ecuador ocasionando una mayor actividad convectiva y por

consiguiente un incremento en la precipitación, a diferencia de lo que sucede durante el invierno, cuando la ZCIT migra hacia el sur del ecuador geográfico ocasionando una menor actividad convectiva y una disminución en la cantidad de precipitación. Posiblemente, un proceso similar fue el responsable de estos cambios a escala milenaria en la disponibilidad de humedad en el centro de México durante el último ciclo glacial (UCG).

Existen diferentes estudios (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001; Chiang et al., 2003; Wang et al., 2004; Peterson y Haug, 2006; Partin et al., 2007; Weldeab et al., 2007; Escobar et al., 2012; Deplazes et al., 2013; McGee et al., 2014) enfocados en la reconstrucción de la migración estacional de la ZCIT durante el UCG y uno de los más sobresalientes es el registro sedimentario de la cuenca de Cariaco (Venezuela) (Fig. 14) que corresponde a la mayor cuenca anóxica oceánica del mundo con un alto depósito de sedimentos varvados, carentes de bioturbación (Haug, 2001). Su registro sedimentario, ha sido interpretado como un registro que refleja la dinámica que tuvo la ZCIT durante el último ciclo glacial (Peterson et al., 2000; Peterson y Haug, 2006), debido a la alternancia en el depósito de sedimentos claros/oscuros (alternancia de depósito de sedimentos biogénicos/terrágenos) interpretada como el desarrollo de condiciones secas/húmedas reguladas por el movimiento estacional de la ZCIT.

Al comparar el registro del contenido CIT del lago de Chalco con el registro del Cariaco (Fig. 14), observamos que generalmente, cuando hay un incremento en el depósito de carbonatos en Chalco, en el registro de Cariaco se documenta un incremento en el depósito de sedimentos claros. Por otro lado, cuando ocurre en Chalco una disminución en la precipitación de carbonatos, en Cariaco tiende a aumentar el depósito de sedimentos

oscuros. Esta correlación visual-temporal entre ambos registros, podría indicar que la ZCIT propablemente jugó un papel crucial en la modulación de la disponibilidad de humedad en el centro de México durante el UCG. Sin embargo, es importante mencionar que el depósito de carbonatos en el lago de Chalco estuvo relacionado con condiciones de mayor salinidad y mayor evaporación en la columna de agua (asociado con un incremento en la insolación de primavera), por lo que la disminución de éstos, no necesariamente implica el desarrollo de condiciones húmedas. De hecho, en la figura 14 se puede observar que salvo el máximo de insolación de verano entre ~59 y ~52 ka, la mayor parte del depósito de carbonatos con valores por debajo del promedio no muestra una correlación con los valores máximos en la insolación de verano.

Las variaciones en el contenido de CIT en el lago de Chalco estuvieron controladas más por cambios en la temperatura. Al comparar el registro Chalco con el registro de $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP; uno de los registros de la variación de temperatura media global más completos, se pudo observar que la precipitación de carbonatos con valores por encima del promedio (condiciones de sequía en Chalco) coinciden con excursiones positivas (incremento en la temperatura) en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP, mientras que condiciones de precipitación de carbonatos con valores por debajo del promedio coinciden con excursiones negativas (bajas temperaturas) en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP (Fig. 14). A diferencia del registro de Cariaco, para el cual, las condiciones de mayor humedad caracterizadas por el depósito de sedimentos oscuros (terrigenos) han sido asociadas con un aumento en la temperatura (excursiones positivas en NGRIP) y condiciones de menor humedad caracterizadas por el depósito de sedimentos claros (biogénicos) han sido asociadas con una disminución en la temperatura (excursiones negativas en NGRIP) (Fig. 14). El patrón que se observa entre

Chalco y el registro de $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP sugiere que los cambios en la temperatura global durante el último glacial pudieron haber sido un controlador importante de las condiciones climáticas en el centro de México.

4.8 Conclusiones

1. Utilizando la concentración de carbonatos autigénicos se obtuvo para el lago de Chalco un registro de sequías durante el UCG. Los periodos de sequía están caracterizados por concentraciones de CIT con valores por encima del promedio y esta señal fue registrada desde ~85 a ~77 ka y durante la deglaciación entre ~14 y ~10.8 ka. A partir de ~64 ka documentamos un cambio en la frecuencia de sequía, particularmente, entre ~47 y ~27 ka cuando se documentan las concentraciones de CIT más altas del registro. Este resultado es comparable con el cambio documentado en el régimen hidrológico de Petén Itzá; un registro tropical de baja altura en el cual se vincula una alta frecuencia de ciclos húmedos/secos con una capa de hielo laurentino más dinámica y con el establecimiento de un aporte de agua dulce por parte de ésta hacia el golfo de México (Hodell *et al.*, 2008). Así, la influencia de las masas de hielo a partir de los ~42 ka parece haber ejercido un papel importante en la variabilidad climática del norte de los trópicos americanos.

2. Los episodios de incendio construidos por medio de la regresión *loess* a partir de la serie de datos CHAR mostró 123 picos de carbón distribuidos dentro de tres intervalos de frecuencia. La mayor parte de los episodios de incendio (97) estuvieron relacionados a sequías y la actividad de combustión más alta fue detectada durante la última parte del MIS 3 (~40-27 ka) asociado con los valores de concentraciones de CIT más altos y con un largo periodo de máxima insolación de primavera.

3. La configuración geológica de la cuenca de México como una cuenca tectono-volcánica con una actividad volcánica significativa desarrollada durante el Cuaternario sugiere una relación entre el fuego y las diversas erupciones volcánicas desarrolladas. El registro del lago de Chalco muestra que 26 episodios de incendio, caracterizados por la presencia de depósitos de capas de tefra y/o altos valores en la SM que pueden estar relacionados con la actividad volcánica desarrollada en la región de la cuenca de México. Con base en el modelo bivariado de *loess* (Fig. 13-B) la actividad de fuego presentó una relación positiva tanto con la SM así como con el CIT empleados como indicativos de actividad volcánica y de sequía. Sin embargo, cada uno de estos elementos, de forma independiente, representa una pequeña fracción de la variabilidad en el registro de carbón.

4. Los datos de carbón presentados en este trabajo indican que los episodios de incendio en la parte sur de la cuenca de México (lago de Chalco) estuvieron controlados en gran medida por un forzamiento climático, con altas temperaturas reguladas por la insolación de primavera las cuales controlaron la precipitación de carbonatos y mantuvieron las condiciones de sequía necesarias para el desarrollo de episodios de incendio.

Capítulo V

HISTORIA DE LA VEGETACIÓN EN LA CUENCA DE MÉXICO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL

5.1 Introducción

El registro de polen fósil provee información sobre el cambio climático en escalas de décadas, centurias y milenios dado que la abundancia y distribución de las plantas responden a los cambios que ocurren en el clima (Birks, 1980; Birks y Birks, 1980; Delcourt y Delcourt, 1998). Así, los granos de polen y esporas que se han preservado en las secuencias sedimentarias lacustres (particularmente en el cuenca de México), han sido utilizados para reconstruir la historia de la vegetación, la historia del ambiente, así como la reconstrucción del cambio o variaciones en clima; principalmente durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Metcalfe et al., 2000; Lozano-García et al., 2014). Existen varios factores que determinan la representación de los palinomorfos en dichas secuencias, tales como la productividad de la planta, el tipo de dispersión de la especie y su abundancia en la comunidad (Birks, 2003; Birks y Gordon, 1985). Asimismo, los conjuntos de plantas tienen una representación polínica diferencial en los distintos ambientes de depósito (Lozano-García et al., 2014).

La historia de la vegetación a través del análisis polínico en la cuenca de México inicia con los estudios palinológicos pioneros llevados a cabo por Sears y Clisby (1954), los cuales estaban enfocados a la investigación arqueológica. Posteriormente, Bradbury (1971) y González-Quintero y Fuentes-Mata (1980), analizan el contenido palinológico de sedimentos

del lago de Texcoco para el Pleistoceno tardío-Holoceno. Un problema fundamental en los primeros registros polínicos de la cuenca ha sido la cronología, pues los cambios detectados en los espectros polínicos no pueden ser asignados a eventos de variabilidad climática. Existen otros estudios enfocados en la historia de la vegetación a través del análisis palinológico en combinación con estudios paleo-limnológicos, propiedades magnéticas y cronologías robustas en sedimentos lacustres de los lagos de Chalco, Texcoco, Tepexpan, Tecocomulco (altitudes entre 2240 y 2250 m snm) los cuales ofrecen cambios ambientales y la respuesta de la pelovegetación en la cuenca de México (Lozano et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero et al., 2010; Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005; Sedov et al., 2010).

Estudios palinológicos previos llevados a cabo en varias secuencias lacustres de la cuenca de México obtenidas en los sitios de Tecocomulco, Texcoco y Chalco han indicado la abundancia de polen de *Pinus*, *Quercus*, *Alnus*, *Poaceae* y *Asteraceae* (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998) durante el Cuaternario tardío. Sin embargo, la resolución temporal de estos registros abarca los últimos 25 ka por lo que han sido empleados principalmente para documentar los cambios en las asociaciones vegetales durante el Pleistoceno tardío (25-12 ka); particularmente durante el último máximo glacial (UMG) que corresponde al último pico de enfriamiento máximo del último ciclo glacial (UCG), durante el cual, los glaciares alcanzaron sus máximos volúmenes (Mix et al., 2001). Recientemente, Leigh-Pierce (2012) documenta, con base en bioindicadores (N-alcanos) e isótopos estables, para los últimos 40 ka en el lago de Chlaco, la presencia de tres grupos vegetales definidos como biota acuática, biota terrestre y macrófitas, los cuales co-variaron a lo largo de los últimos 40 ka. Asimismo, con base en la identificación de plantas C3, C4 y CAM, a partir de la relación $\delta^{13}\text{C}$, infiere

cambios en la humedad. Sin embargo, el modelo de edad-profundidad reportado es poco robusto debido principalmente a la falta de edades de radiocarbono para la parte superior de la secuencia por lo que la resolución temporal entre las muestras analizadas (un total de 60) es baja (~400 a ~600 años).

El registro palinológico presentado en este trabajo para el periodo comprendido entre ~85 y ~10.8 ka nos permite extender el rango temporal del registro de las comunidades vegetales que tuvieron lugar más allá del UMG e incluso nos permite abarcar una gran parte del UCG (115-10 ka) en el lago de Chalco (cuenca de México). Asimismo, nos permite reconocer la composición de las asociaciones vegetales; árboles, hierbas, plantas acuáticas, macro-algas, en comparación con otros análisis tales como bioindicadores (N-alcanos) o isótopos estables de carbono.

El conocimiento de la composición de las comunidades vegetales que tuvieron lugar durante el UCG en el lago de Chalco es importante. Sin embargo, es de especial interés también, comprender los patrones que pudieron estar involucrados en la estructuración y en la configuración de éstas. En el presente capítulo, se lleva a cabo un análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) con el objeto de conocer la asociación entre los taxa (regionales y locales) y las variables ambientales: acumulación de partículas de carbón (CHAR), susceptibilidad magnética (SM), contenido de carbono inorgánico total (CIT) y contenido de carbono orgánico total (COT). Además, con el objeto de entender la estructuración y la configuración de las comunidades vegetales identificadas se llevó a cabo un análisis de índices o coeficientes de varianza (VRs) así como un análisis de regresión logística.

5.2 Metodología

Con el objeto de resumir los cambios de polen en el espectro polínico a lo largo del tiempo (Hill y Gauch, 1980) en el lago de Chalco, se llevaron a cabo dos análisis de correspondencia sin tendencia (DCA); uno para el polen regional y otro para los palinomorfos locales. El DCA es un método de ordenación que simplifica las dimensiones de la base de datos, permitiendo la identificación *a posteriori* de gradientes ambientales. La reducción dimensional se da con una pérdida mínima de información. Finalmente, los ejes de ordenación son expresados como unidades de desviaciones estándar de recambio ecológico (SD) que se utilizan para estimar las tasas de cambio de la comunidad (Peet et al., 1988). Se incluyó únicamente los taxa que estuvieron presentes en un mínimo de 14 muestras (5% de las muestras totales) identificados a partir del análisis palinológico. Este método de ordenación indirecta se aplicó a una matriz de porcentajes tanto de vegetación regional como local (por separado) y se utilizó para explorar los factores ambientales que afectan el registro del polen mediante la interpretación *a posteriori* de la ordenación resultante de especies. En el diagrama de polen regional (Fig. 15), con excepción del pino, los taxa incluidos se expresan en porcentajes, mientras que en el diagrama de palinomorfos locales (Fig. 17), las plantas acuáticas se representan en porcentajes de la suma de total de polen, mientras que las algas y las estructuras de Texcocana se expresan en valores de concentración (número de estructuras/cm³). La zonación básica del polen regional esta basada un análisis de agrupamiento aglomerativo estratigráficamente restringido (CONISS) calculado a partir de la suma polínica generado en el software Tilia 1.7.16 (Grimm, 1991-2011). Por otro lado, para la vegetación local se identificaron los cambios más importantes con base en los puntajes del DCA local.

Una vez obtenida una ordenación de los datos palinológicos (regional y local) se explora en los posibles mecanismos involucrados en la estructuración y en la configuración de las comunidades vegetales desarrolladas durante el UCG en el lago de Chalco. Se plantea que dentro de los posibles mecanismos involucrados podrían estar el determinismo ambiental, la competencia entre taxa o bien, ser el resultado de la deriva neutral (Correa-Metrio et al., 2014). Para esto, fueron empleados los datos de las cuatro variables ambientales: CHAR (como indicador de episodios de incendios), SM (como evidencia de erosión), contenido de CIT (como indicador de sequía) y contenido de COT (como indicativo de una alta productividad). Estas variables se emplearon para evaluar la influencia ambiental sobre los taxa individuales a través del tiempo. Para ello, se utilizaron los datos de concentración de polen como una medida de abundancia, la cual se calculó mediante el empleo de esporas marcadoras incluidas en una pastilla de *Lycopodium clavatum* (por muestra) que contenían una cantidad conocida de esporas (10679 ± 953 esporas por pastilla, Lote 938934) a 0.5 cm^3 de muestra de sedimento (Stockmarr, 1972). Posteriormente, para evaluar el papel del determinismo ambiental, la competencia entre taxa y la deriva neutral, se probaron calculando los índices o coeficientes de varianza (VR; Schluter, 1984; Fisher et al., 2001). Dichos coeficientes consisten en la división de la covarianza de un grupo de taxa entre la varianza total de cada taxa individual dentro del grupo. Los VRs se calcularon para toda la asociación o comunidad vegetal; entre 4 grupos funcionales (árboles/arbustos, hierbas, acuáticas y algas) y dentro de cada uno de estos. Si la deriva neutral fue la responsable de la estructura de las comunidades, entonces no debería existir ninguna covarianza entre los taxa, y el VR tendría que ser igual a 1. Por el contrario, si la mayoría de los taxa responden en la misma dirección con respecto a las condiciones ambientales, las

asociaciones positivas entre ellos resultarían en covarianzas positivas, y la VR debería ser >1 . Sucesivamente, la competencia entre taxa tendría que producir asociaciones negativas entre ellos, provocando que la VR sea <1 .

La precisión del número de esporas contenidas en cada pastilla marcadora ($\pm 4\%$) fue tomada en cuenta para la estimación de los VRs, a través de repetir su cálculo 1000 veces, conllevando así a que las concentraciones de cada taxón variaran de manera aleatoria dentro del error reportado. La significancia de los VRs fue estimada por medio de una prueba de aleatorización (Legendre y Legendre, 1998) con 100 simulaciones, la cual corresponde a una aproximación robusta, ya que los errores fueron distribuidos normalmente. Dado que la dinámica de la vegetación puede cambiar entre los diferentes “estados del sistema” (Gunderson, 2000), los VRs también se evaluaron para muestras estratificadas (Cuintiles no-supervisados igualmente distribuidos) de acuerdo con las variables ambientales CHAR, MS, contenido de CIT y COT, los cuales corresponden a indicadores abióticos independientes para la frecuencia de incendios, la erosión, condiciones de sequía y alta producción de materia orgánica. Los VRs no requieren de una estructura temporal, permitiendo que la estratificación propuesta, y los subconjuntos de datos resultantes no fueran influenciados por la auto-correlación temporal. Asimismo, la presencia y la abundancia de cada taxón, se evaluó como una función de las cuatro variables ambientales (CHAR, MS, contenido de CIT y contenido de COT). Debido a que la secuencia sedimentaria no fue muestreada de manera uniforme, la abundancia se dividió entre el tiempo transcurrido entre las muestras. Finalmente, se ajustaron regresiones logísticas para explicar la presencia del taxón como una función de las variables ambientales mientras que la concentración de éstos se evaluó a través de regresiones de *Poisson*. Todos los análisis estadísticos se llevaron a cabo

utilizando R (Team, 2009), específicamente usando el paquete paleoMAS (Correa-Metrio et al., 2011).

5.3 Resultados

5.3.1 Espectros de polen y puntajes del DCA regional

Los conteos de polen regional variaron entre 16 y 4548 granos con un valor promedio de 928 granos. Se identificó un total de 54 tipos de polen y 12 tipos de esporas (ver Tabla. 2 en Capítulo II pág. 49). El polen de *Pinus* fue excluido de la suma de polen total debido a que es un taxón que tiende a estar sobrerrepresentado en los espectros de polen del centro de México (Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). De los 66 taxa de polen terrestre identificados únicamente 33 estuvieron presentes en un mínimo de 14 muestras (~5% de las muestras).

En el diagrama de ordenación de los taxa regionales (Fig. 15) se observa que los taxa *Pinus*, *Picea* y *Abies* (coníferas) presentan los puntajes más bajos (valores negativos) del eje 1 del DCA, mientras que el resto de los taxa identificados (otros elementos arbóreos como *Quercus*, elementos mesofíticos y las plantas herbáceas) presentan puntajes más altos en el eje 1 (todos valores positivos). En el eje 2 se observa, en los puntajes más altos (valores positivos) una dominancia de los bosques de pino junto con la mayoría de las plantas herbáceas identificadas; entre las cuales destaca *Amaranthaceae* con el puntaje más alto (> 2DS) en dicho eje, mientras que en los valores negativos del eje 2 se distribuyen *Quercus*, *Alnus*, y elementos más mesofíticos entre los cuales destacan *Carpinus*, *Betula*, *Junglans*, *Liquidambar* y *Moraceae* (Fig. 15).

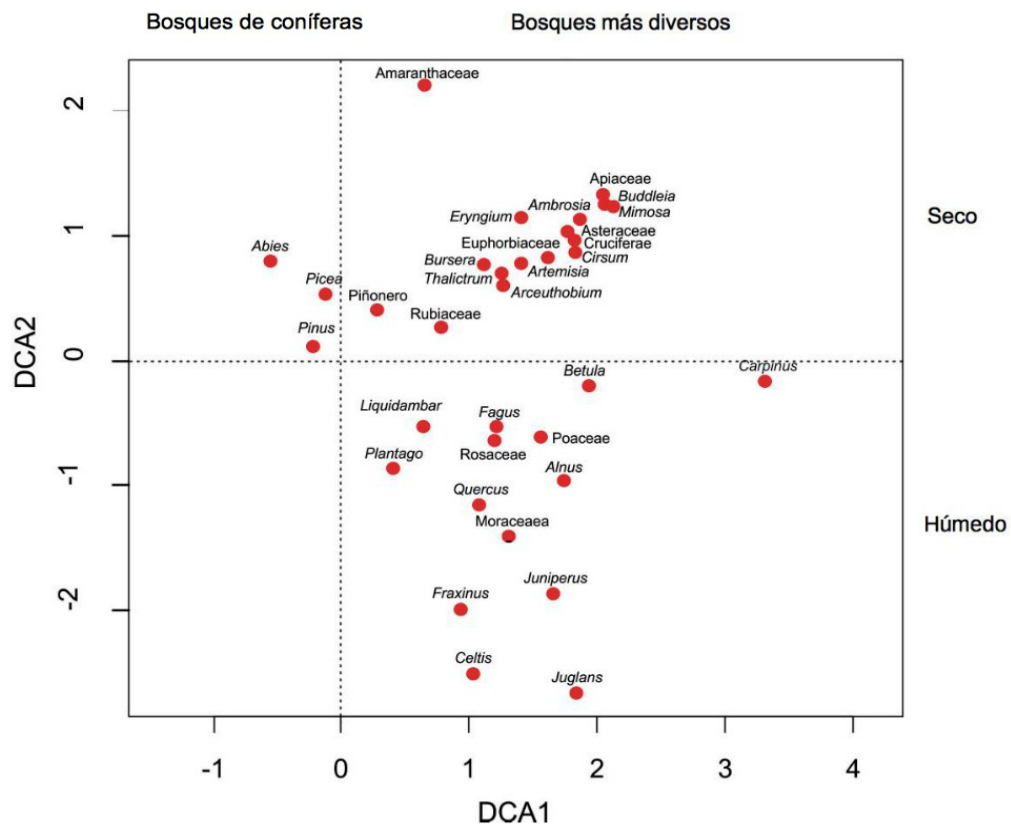


Figura 15. Diagrama resultante del análisis de correspondencia sin tenencia (DCA) regional. Se ilustran los ejes de ordenación 1 y 2 y la ubicación de los diferentes taxa. Los números señalan las desviaciones estándar.

5.3.2 Zonas de polen

Con base en el análisis de agrupamiento aglomerativo estratigráficamente restringido (CONISS) aplicado al polen regional se identificaron 9 zonas palinológicas (Fig. 16) las cuales se describen a continuación:

Zona 1 (72-69.07 m, ~85-82.4 ka). Zona caracterizada por altos porcentajes de *Abies*, piñoneros, *Picea* y *Juniperus* (Fig. 16). En porcentajes menores se documentan *Quercus*, *Alnus*, *Fraxinus* y elementos mesofíticos. El polen de pino, expresado como porcentaje de la suma de polen, presenta valores < 50. Las hierbas están representadas por altos porcentajes de *Amaranthaceae*, *Thalictrum*, *Plantago* y *Asteraceae*; y en porcentajes menores se documenta la presencia de polen de *Poaceae*, *Eryngium*, *Artemisia*, *Cruciferae* y *Euphorbiaceae*.

Zona 2 (69.07-63.35 m, ~82.4-76.5 ka). Zona marcada por una fuerte disminución en los porcentajes de pino, piñoneros, *Abies* y *Picea* (Fig.16). El *Quercus* se convierte en el elemento arbóreo dominante seguido por *Alnus* y *Juniperus*. El pino presenta una reducción a valores por de bajo de 20 (Fig. 16). Se documenta la presencia de *Salix*, *Fraxinus* y *Bursera*. Los elementos mesofíticos son constantes y presentan un incremento alrededor de los ~79 ka (Fig. 16). El polen herbáceo está caracterizado por *Poaceae*, *Amaranthaceae* (aunque este disminuye considerablemente con respecto a la zona anterior), *Asteraceae* y *Artemisia*. En porcentes considerablemente bajos se reporta la presencia de *Cruciferae*, *Euphorbiaceae* *Thalictrum*, *Apiaceae*, *Labiatae*, *Cirsium*, *Rubiaceae*, *Plantago* y *Rosaceae*.

Zona 3 (63.35-57.85 m, ~76.5-70 ka). Hay un incremento en el polen de pino. Se documentan altos porcentajes de *Quercus*, *Pinus*, piñoneros, *Abies*, *Alnus*, *Picea* y *Juniperus*. Mientras *Pinus*, piñoneros y *Picea* son dominantes al principio de la zona, *Quercus*, *Alnus* y *Juniperus* los son en la segunda mitad de la zona; *Abies* es dominante y fluctuante a lo largo de la zona (Fig. 16). Se documenta la presencia de *Bursera* y los elementos mesofíticos presentan porcentajes similares a la zona anterior. El polen de herbáceas está dominado por altos porcentajes de *Amaranthaceae* el cual es mayor en la primera mitad de la zona y coincidente con los altos porcentajes de *Pinus*, piñoneros y *Picea*. En porcentajes menores se registran *Asteraceae*, *Poaceae* y *Artemisia* (Fig. 16). También se documentan la presencia de polen de *Hyptis*, *Cruciferae*, *Apiaceae*, *Thalictrum*, *Ambrosia*, *Cirsium*, *Rubiaceae*, *Rosaceae* y *Plantago*.

Zona 4 (57.85-50.55 m, ~70-61.5 ka). Zona con altos porcentajes de polen de *Abies*, *Quercus*, piñoneros, *Picea*, *Juniperus* y *Alnus* (todos fluctuantes a lo largo de la zona). Los pinos presentan altos valores y alcanzan valores > 300 (expresado como porcentaje de la suma de polen) al final de la zona que son los valores más altos en todo el registro. Es importante destacar que estos valores son considerablemente más elevados que el valor promedio (<50) y que esto provoca que parezca que el pino está ausente sobre todo en la última parte del registro (a partir de 30 ka) (Fig. 16). Se documenta la presencia de *Fraxinus* y *Arceuthobium* (Fig. 16). El polen mesofítico presenta una reducción considerable con respecto a la zonas anteriores. En las hierbas se registran altos porcentajes de *Amaranthaceae* (fluctuantes a través de la zona) y en porcentajes menores *Poaceae*, *Asteraceae*, *Artemisia*, *Ambrosia*, *Apiaceae* y *Thalictrum* Además, se registra la presencia de *Cirsium*, *Plantago*, *Rosaceae*, *Rubiaceae* y *Euphorbiaceae*.

Zona 5 (50.55-40.85 m, ~61.5-50.1 ka). Zona caracterizada por altos porcentajes de *Quercus* y *Alnus* (Fig. 16) mientras que *Pinus*, *Abies*, *Picea* y piñoneros disminuyen sus porcentajes con respecto a la zona anterior. Se observa a *Juniperus* fluctuante a lo largo de la zona y en porcentajes muy bajos se registra la presencia de *Buddleia*, *Bursera*, *Fraxinus*, *Arceuthobium* y Loranthaceae. Además, se documentan elementos mesofíticos cuyos valores fluctúan a lo largo del periodo. Las hierbas están dominadas por Amaranthaceae (mejor representada al principio y al final de la zona), Poaceae, *Artemisia* y Asteraceae (fluctuantes a lo largo de la zona) (Fig. 16); y en porcentajes menores se detecta la presencia de Cruciferae, *Thalictrum*, *Plantago*, *Ambrosia*, *Cirsium*, *Eryngium*, Rosaceae, Rubiaceae.

Zona 6 (40.85-35.65 m, ~50.1-44 ka). Esta zona está marcada por un fuerte incremento en los porcentajes de *Abies*; aunque fluctúa a lo largo de la zona siempre se mantiene como el taxón arbóreo dominante. *Quercus* y *Alnus* disminuyen relativamente con respecto a la zona anterior. *Pinus*, piñoneros y *Picea* fluctúan a lo largo de la zona y en porcentajes menores se registran *Juniperus* y elementos mesofíticos (fluctuantes a lo largo de la zona) y la presencia de *Salix*, *Buddleia*, *Bursera*, *Arceuthobium* y Loranthaceae (Fig. 16). Se documentan altos porcentajes de Amaranthaceae los cuales son mayores al final de la zona. Además, Poaceae, Asteraceae y *Artemisia* se documentan a lo largo de la zona y se registra la presencia de *Ambrosia*, *Cirsium*, *Plantago*, *Thalictrum*, Apocynaceae, Cruciferae, *Eryngium*, Rosaceae, Rubiaceae y Urticaceae.

Zona 7 (35.65-23.05 m, ~44-32.3 ka). Zona con altos porcentajes de *Quercus*, *Alnus* y *Abies* (Fig. 16); incluso *Quercus* y *Alnus* señalan porcentajes más altos con respecto a la zona 6.

Aunque estos tres taxa fluctúan a través de la zona siempre son los elementos dominantes. El polen de *Pinus*, piñoneros y *Picea* está bien representado y señala porcentajes similares a las zona 6, pero siempre son más bajos con respecto a *Quercus*, *Alnus* y *Abies*. El mesofítico y el polen de *Juniperus* fluctúa durante todo este periodo y en el caso del polen mesofítico indica porcentajes más altos con respecto a la zona 6. Se documenta la presencia, al final de la zona, de *Buddleia*, *Bursera*, *Fraxinus* y Loranthaceae. En el polen herbáceo se observa un cambio incrementando *Artemisia* aunque también se presentan altos porcentajes de Amaranthaceae, Poaceae, *Plantago* y Asteraceae y en porcentajes menores se documenta la presencia de *Ambrosia*, *Thalictrum*, Apocynaceae, Cruciferae, Labiatae, Euphorbiaceae, *Eryngium*, Rosaceae, Rubiaceae y Solanaceae.

Zona 8 (23.05-16.45 m, ~32.3-28.2 ka). La vegetación arbórea continúa dominado por altos porcentajes de *Quercus*, *Alnus* y *Abies*. Se registra un ligero incremento en los porcentajes de piñoneros, *Picea*, *Juniperus* y polen mesofítico (Fig. 16). El polen de *Pinus* es similar a la zona 7. Se documenta la presencia de *Salix*, *Buddleia*, *Bursera*, *Arceuthobium* y Loranthaceae. Amaranthaceae es abundante en la primera mitad de la zona mientras que Asteraceae, *Artemisia* y Poaceae están presentes en toda la zona con altos porcentajes. *Plantago* disminuye y está mejor representado en la primer parte de la zona. Se registra la ligera presencia de *Ambrosia*, *Cirsium*, *Thalictrum*, Apocynaceae, Cruciferae, Euphorbiceae, *Eryngium*, Ranunculaceae, Rosaceae y Rubiaceae.

Zona 9 (16.45-2.02 m, ~28.2-10.8 ka). En esta zona se registran altos porcentajes de polen de *Alnus* y *Quercus* (aunque en porcentajes menores con respecto a la zona anterior). *Abies* decrece considerablemente (Fig. 16). A pesar de que los piñoneros señalan tres incrementos

a la mitad de la zona, sus porcentajes son más bajos que en las zonas anteriores. *Pinus* y *Picea* también presentan porcentajes más bajos que en el resto del registro y ambos presentan un ligero incremento al final de la zona (~15 ka). Los elementos mesofíticos y *Juniperus* decrecen y fluctúan a lo largo de la zona. El registro de *Buddleia* es importante en esta zona alcanzando los porcentajes más altos para este taxón de todo el registro y está bien representado a lo largo de la zona. Se documenta la presencia de *Bursera*, *Arceuthobium* y Loranthaceae. Las hierbas son abundantes en esta zona y están caracterizadas principalmente por altos porcentajes de Asteraceae, Amaranthaceae, Cruciferae, *Plantago*, *Artemisia*, Poaceae, Apiaceae, Rubiaceae y *Ambrosia* y en porcentajes menores se documenta la presencia de *Cirsium*, Euphorbiaceae, *Thalictrum*, *Mimosa*, Urticaceae, Rosaceae y *Eyngium* (Fig. 16).

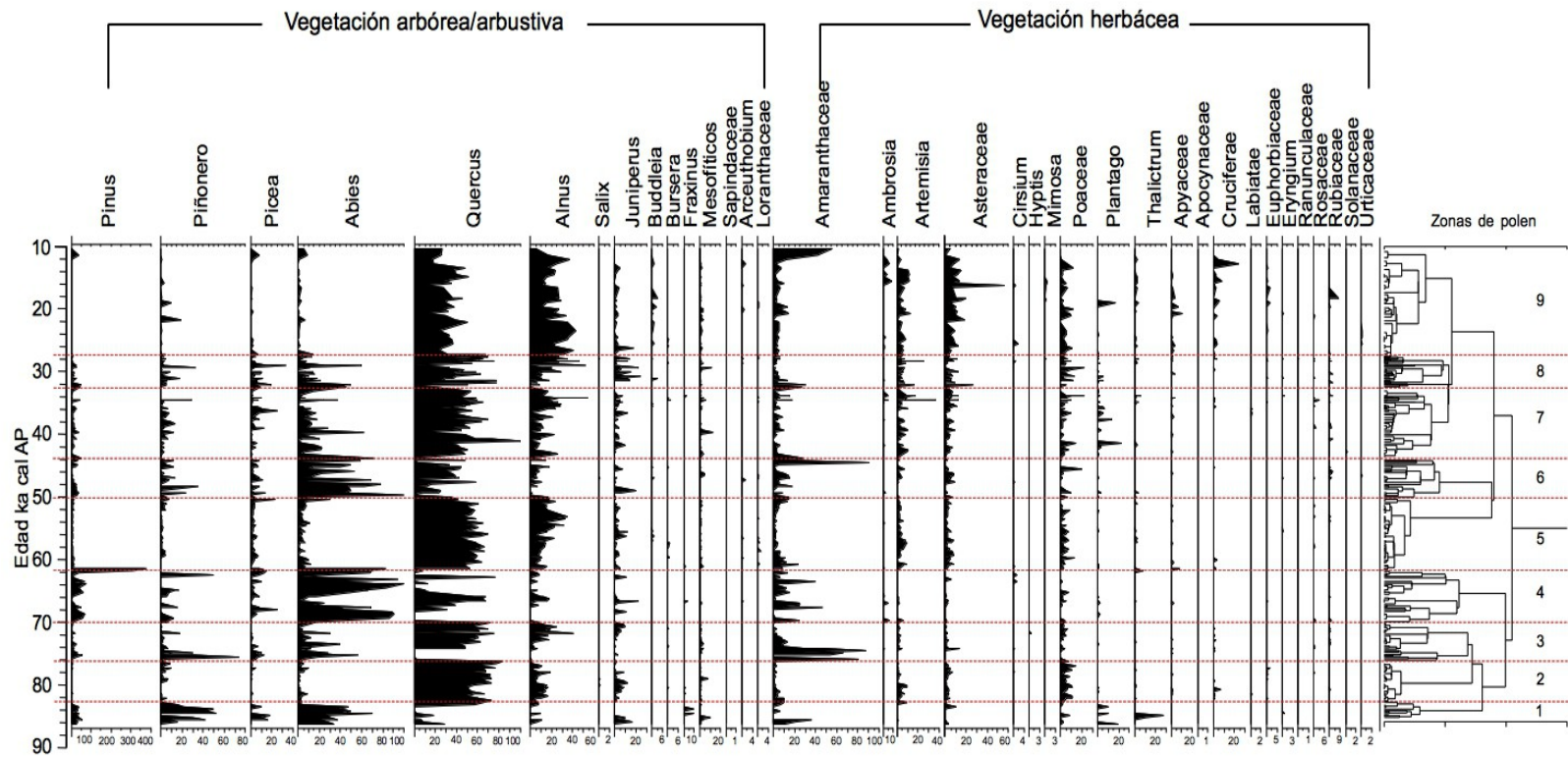


Figura 16. Diagrama palinológico regional del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG). Las líneas rojas punteadas señalan las 9 zonas palinológicas (1-9) obtenidas a partir del análisis aglomerativo (CONISS). También se incluye el dendrograma resultante. Los datos están expresados en porcentajes de la suma de polen total sin considerar el pino.

5.3.3 Espectros de polen, palinomorfos y puntajes del DCA local

Los conteos de polen local variaron entre 3 y 23860 granos con un valor promedio de 595 granos. Se identificó un total de 19 tipos de polen local: 10 tipos de hidrófitas, 8 tipos de algas y estructuras de resistencia denominadas Texcocana (ver Tabla. 2 en Capítulo II pág. 49).

En el diagrama de ordenación de los taxa locales (Fig. 17) se observa que las estructuras de Texcocana y Liliaceae presentan los puntajes más bajos (valores negativos) del eje 1 del DCA mientras que el resto de los taxa acuáticos identificados presentan puntajes más altos en el eje 1 (todos valores positivos). En el eje 2 se observa que las estructuras de Texcocana y las plantas hidrófitas (con excepción de *Myriophyllum*) presentan los puntajes más bajos (valores negativos) junto con las algas *Coelastrum*, *Debarya* *Spyrogira* y Zygnemataceae (Fig. 17) mientras que sobre los puntajes más altos (valores positivos) se distribuyen *Botryococcus*, *Pedistrum*, *Gloetrichia* y *Scenedesmus*.

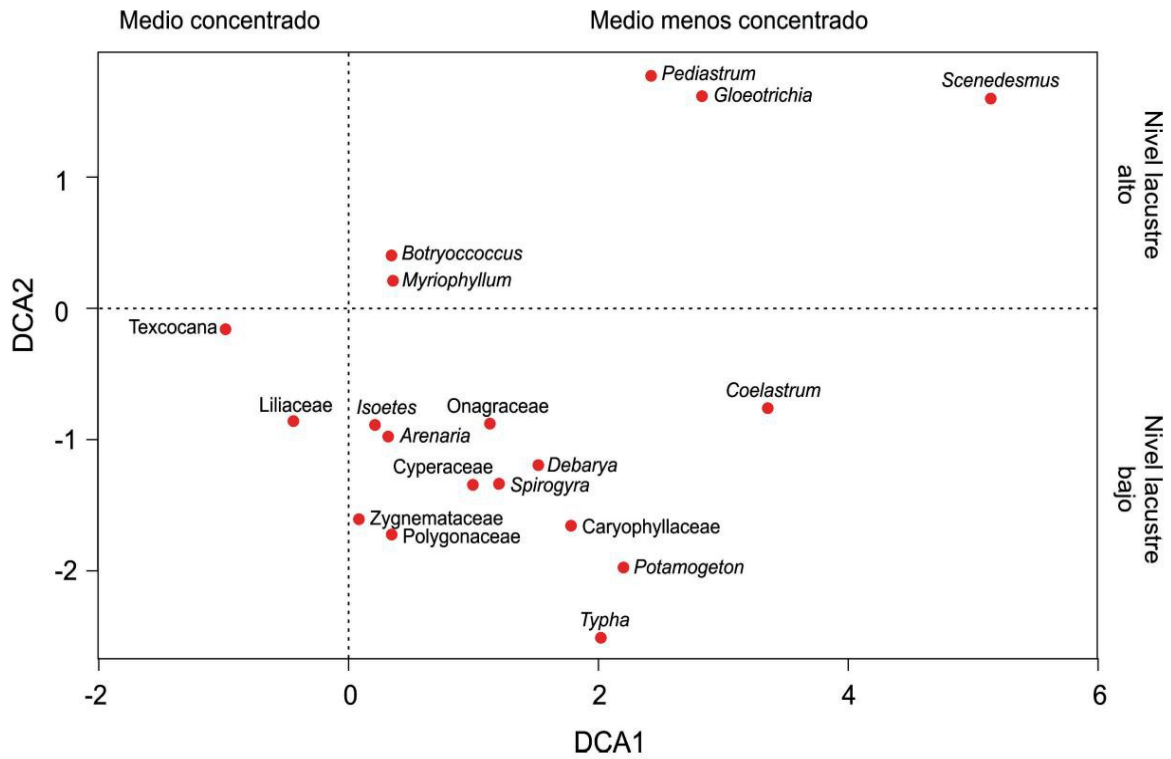


Figura 17. Diagrama resultante del DCA local. Se ilustran los ejes de ordenación 1 y 2 y la ubicación de los diferentes taxa. Los números señalan las desviaciones estándar.

Para la vegetación local se identificaron 5 cambios importantes con base en los puntajes del DCA local los cuales se describen a continuación:

1) Entre ~85 y ~75 ka (72-62.15 m) donde se registran altos porcentajes de polen de Cyperaceae (Fig. 18) que es el taxón dominante y mejor representado de este intervalo temporal. Se documentan también altos porcentajes de *Typha*, *Isoetes*, *Myriophyllum* y Caryophyllaceae; sin embargo, estas taxa son fluctuantes a lo largo del periodo; *Typha* es más abundante al principio y al final de este intervalo (entre ~85 y ~84 ka y a partir de los ~76 ka) mientras que *Isoetes* es abundante a los ~82.4 ka; *Myriophyllum* y Caryophyllaceae son abundantes (aunque fluctuantes) a partir de los ~82 ka. Asimismo, en bajos porcentajes se registra la presencia de *Arenaria*, Polygonaceae y *Potamogeton* (Fig. 18). Las algas están pobremente representadas y en su mayoría corresponden a *Botryococcus* que tiende a ser más abundante a partir de los ~82 ka (Fig. 18). También se documentan en concentraciones más bajas *Spirogyra*, *Pediastrum*, además de estructuras de Texcocana entre ~85 y ~84 ka.

2) De ~75 a ~57 ka (62.15-47.05 m) se documenta un incremento en la diversidad de plantas hidrófitas. Se registran altos porcentajes de Cyperaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae, *Isoetes*, *Typha* y *Myriophyllum* (Fig. 18) las cuales, con excepción de *Isoetes* y Polygonaceae, son fluctuantes a lo largo de este periodo. En porcentajes más bajos se documenta la presencia de *Potamogeton* y *Arenaria*. Con respecto a las algas, *Botryococcus* está mejor representada y, a diferencia del intervalo anterior, es el taxón dominante de este grupo de palinomorfos aunque fluctúa a lo largo de todo el periodo. *Spirogyra* presenta concentraciones similares a las del intervalo anterior y disminuye considerablemente a partir de los ~70 ka (Fig. 18). Se documenta la presencia de *Pediastrum* y un incremento en

Texcocana concentrada principalmente entre ~62 y ~59 ka (Fig. 18).

3) El intervalo ~57-45.7 ka (47.05-37.15 m) está marcado por una dominancia de Cyperaceae, *Typha* y *Myriophyllum* (Fig. 18) los cuales fluctúan a lo largo del periodo. En porcentajes menores, y también fluctuantes, se documentan *Isoetes*, Caryophyllaceae, *Arenaria* y *Potamogeton*. Además, se documentan la presencia de Liliaceae a los ~48 ka. *Botryococcus* continúa siendo el alga dominante pero presenta concentraciones menores con respecto al periodo anterior y a partir de los ~52 ka disminuye considerablemente (Fig. 18). Se registra la presencia de *Spirogyra* y las estructuras de Texcocana presentan bajas concentraciones.

4) Entre ~45.7 y ~29 ka (37.15-19.05 m) se documentan altos porcentajes de Cyperaceae, *Typha*, *Isoetes*, Caryophyllaceae y *Myriophyllum* (Fig. 18). Cyperaceae, *Typha* e *Isoetes* son más abundantes a partir de los ~38 ka, mientras que Caryophyllaceae y *Myriophyllum* varían a través del intervalo. En porcentajes menores se documentan *Arenaria*, Liliaceae, *Potamogeton* y Polygonaceae. Las algas están pobremente representadas y en concentraciones muy bajas se documenta la presencia de *Botryococcus* y *Spirogyra*. En cambio, las estructuras de Texcocana son abundantes y es el intervalo donde se registran sus concentraciones más elevadas y donde están mejor representadas; se identifican tres aumentos importantes: a los ~43 ka, a los ~38 ka y a los ~32 ka (Fig. 18).

5) De ~29-10.8 ka (19.05-2.02 m) se observan altos porcentajes de Cyperaceae, *Typha*, Caryophyllaceae y *Myriophyllum*. Con excepción de *Isoetes* y *Myriophyllum* (presentes antes de los ~20 ka), fluctúan a lo largo del intervalo (Fig. 18). Además, se documentan

Potamogeton, *Arenaria*, Liliaceae y Polygonaceae. Se registra una diversificación en las algas; documentándose *Botryococcus*, *Coelastrum*, *Gloetrichia*, *Pediastrum*, *Scenedesmus* y *Spirogyra*. *Botryococcus* es la menos abundante; en cambio, se documentan altas concentraciones de *Pediastrum* y *Scenedesmus* a los ~28 ka (Fig. 18). *Spirogyra* tienden a ser más abundante a partir de los ~28 ka y además, se documenta en alta concentración *Coelastrum* entre ~15 y ~13 ka. Es de gran importancia mencionar el registro de *Gloetrichia* entre ~24.1 y ~21.2 ka. Finalmente, las estructuras de Texcocana son mínimas.

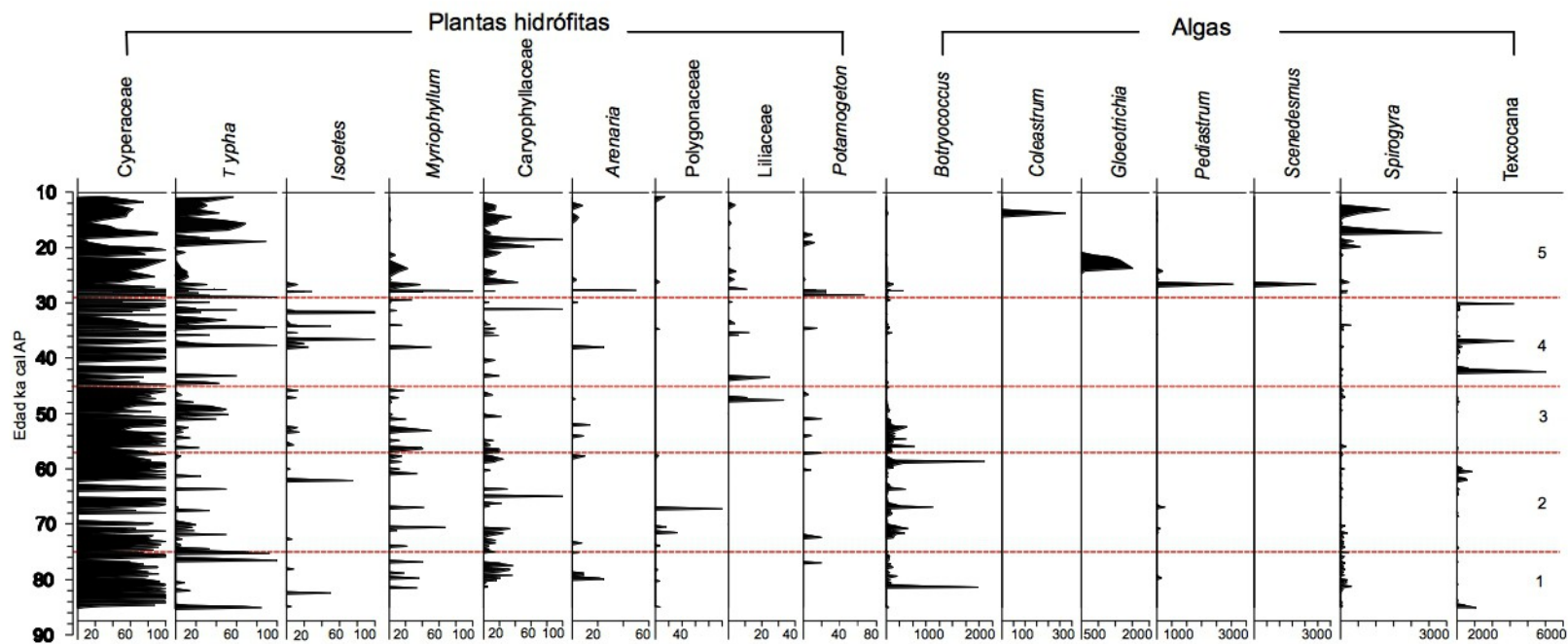


Figura 18. Diagrama palinológico local del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG). Las líneas rojas punteadas señalan los 5 periodos más evidentes de cambio en el registro local con base en los puntajes del DCA local. Las plantas acuáticas se expresan como porcentajes de la suma total mientras que las algas y Texcocana se expresan en valores de concentración (número/cm³). *Botryococcus*, *Pediastrum* y *Texcocana* los valores están en 10².

5.4 Análisis de coeficientes de varianza (VRs) y regresión

Con base en el análisis de índices o coeficientes de varianza (VRs) utilizando el conjunto total de datos palinológicos, los coeficientes de varianza (VRs) calculados a nivel de comunidad, entre los grupos funcionales (excluyendo las acuáticas), dentro de los árboles, las hierbas y las plantas acuáticas fueron significativamente diferentes de 1 (Fig. 19); a diferencia de los VRs dentro de las algas que no fueron significativos (Fig. 19). La significancia de los VRs dentro del grupo de los árboles no cambió cuando las muestras fueron estratificadas en cuantiles con respecto a las cuatro variables ambientales (CHAR, SM, CIT y COT) (Fig. 20). No obstante, la significancia de los VRs dentro de los otros grupos si cambió con la estratificación.

Los VRs dentro del grupo de las hierbas fueron significativos en los cuatro cuantiles superiores tanto de CHAR (mayor frecuencia de incendios) así como del contenido de CIT (mayor precipitación de carbonato; condiciones secas) a diferencia de la SM en donde los VRs sólo fueron significativos en los cuantiles 1, 2 y 5 y del contenido de COT donde los VRs sólo fueron significativos en los cuantiles 1 y 3 (Fig. 20). Los VRs de las plantas acuáticas fueron significativos en los 5 cuantiles de la SM mientras que en la CHAR fueron significativos los cuantiles 1, 3, 4 y 5; en el contenido de COT fueron significativos los cuantiles 1, 3 y 5 y en el contenido de CIT únicamente fueron significativos los dos cuantiles inferiores (1 y 2) (Fig. 20). Finalmente, a pesar de que las algas no tuvieron VRs significativos cuando se utilizó todo el conjunto de datos (Fig. 19), cuando las muestras fueron estratificadas de acuerdo a las variables ambientales, los VRs fueron significativos en el cuantil superior (5) de CHAR y SM y el cuantil 4 en contenido de CIT (Fig. 20).

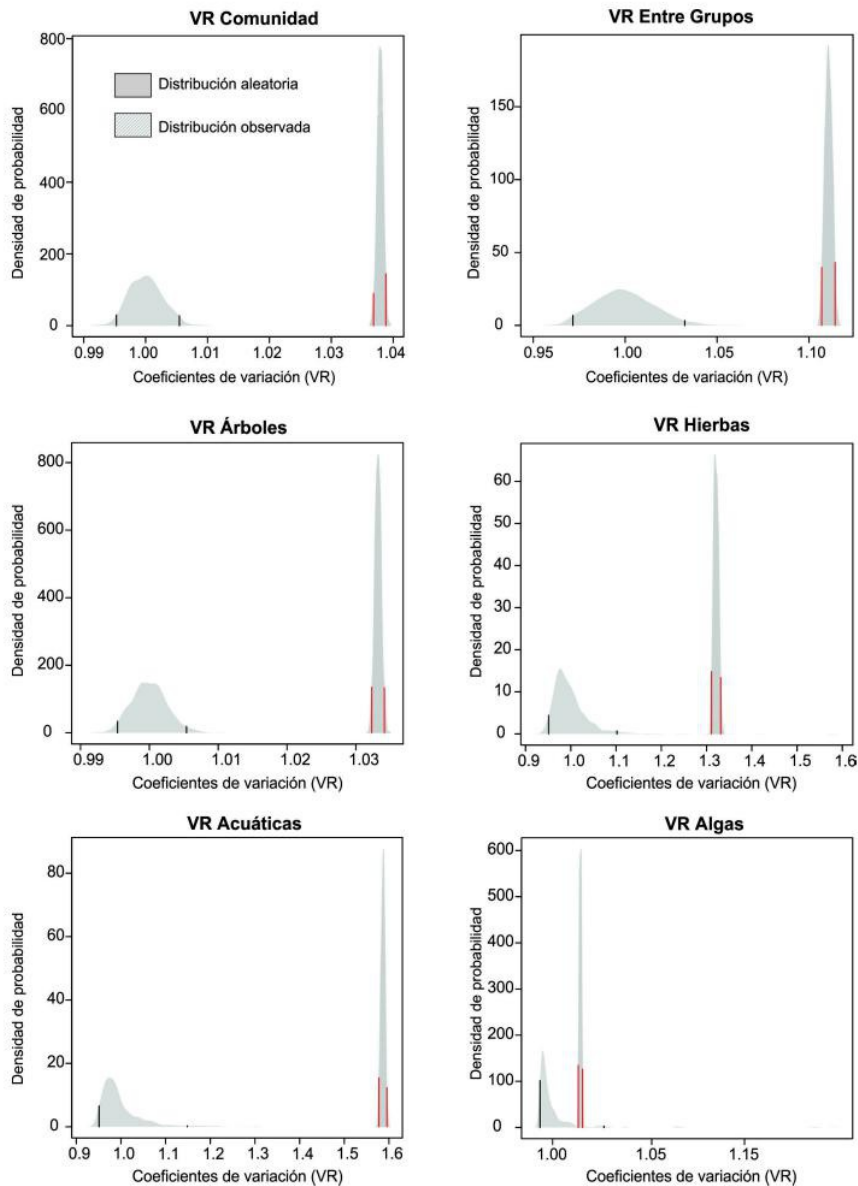


Figura 19. Distribución de la probabilidad de densidad de los coeficientes de variación (VRs) entre y dentro de los grupos funcionales. La distribución aleatoria y observada de los VRs para la comunidad entera (global), entre grupos (acuáticas y algas excluidas), dentro de los árboles, dentro de los arbustos, dentro de las hierbas, dentro de las acuáticas y dentro de las algas. Los intervalos de confianza (95%) están representados por líneas sólidas (negro-aleatoria; rojo-observada) dentro de cada distribución.

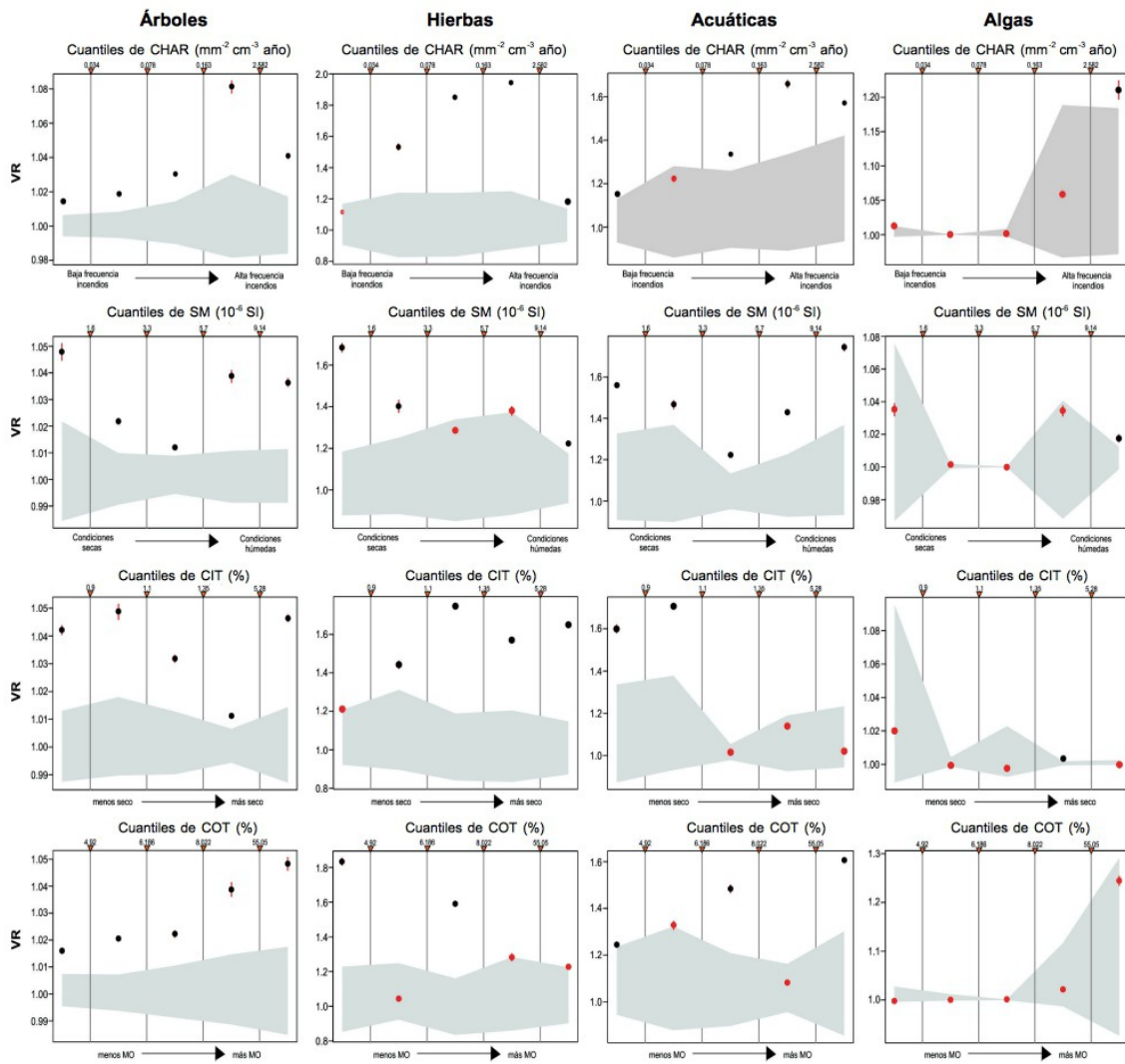


Figura 20. Relaciones de varianza estratificada. Muestras estratificadas de acuerdo con las tasas de acumulación de partículas de carbón (CHAR) (mm²/cm³/año), susceptibilidad magnética (SM) (10⁻⁶ SI), concentración de carbono inorgánico total (CIT%) y concentración de carbono orgánico total (COT%) para la comunidad entera, entre los grupos (excluyendo acuáticas y algas), dentro de los árboles, dentro de las hierbas, dentro de las acuáticas y dentro de las algas. El área gris muestra las relaciones de varianza obtenidas por medio de la aleatorización, mientras que los valores observados se señalan como puntos (significativos; puntos negros y no significativos; puntos rojos); n=57 en cada cuantil.

Con base en la regresión logística para el polen regional (Figs. 21 y 22) podemos observar que la abundancia de la mayor parte de los taxa está explicada por las cuatro variables ambientales (CHAR, SM, contenido de CIT y contenido de COT) mientras que la presencia es explicada para pocos taxa. Los coeficientes estimados de la regresión logística muestran que la presencia de 8 taxa (*Quercus*, *Alnus*, *Poaceae*, *Ambrosia*, *Asteraceae*, *Artemisia*, *Amaranthaceae* y *Cruciferae*) fueron significativamente asociados con CHAR (Fig. 22). Con respecto a la MS únicamente *Juglans* y *Fagus* muestran una asociación negativa mientras que el resto de los taxa terrestres respecto a la MS no son significativos. Al parecer, la presencia de los taxa terrestres analizados no muestran ninguna relación significativa con el contenido de CIT mientras que el contenido de COT explica la presencia de 14 taxa (*Asteraceae*, *Amaranthaceae*, *Apocynaceae*, *Poaceae*, *Cruciferae*, *Urticaceae*, *Alnus*, *Quercus*, *Artemisia*, *Mimosa*, *Juniperus*, *Buddleia*, *Arceuthobium*, y *Ambrosia*) (Fig. 22).

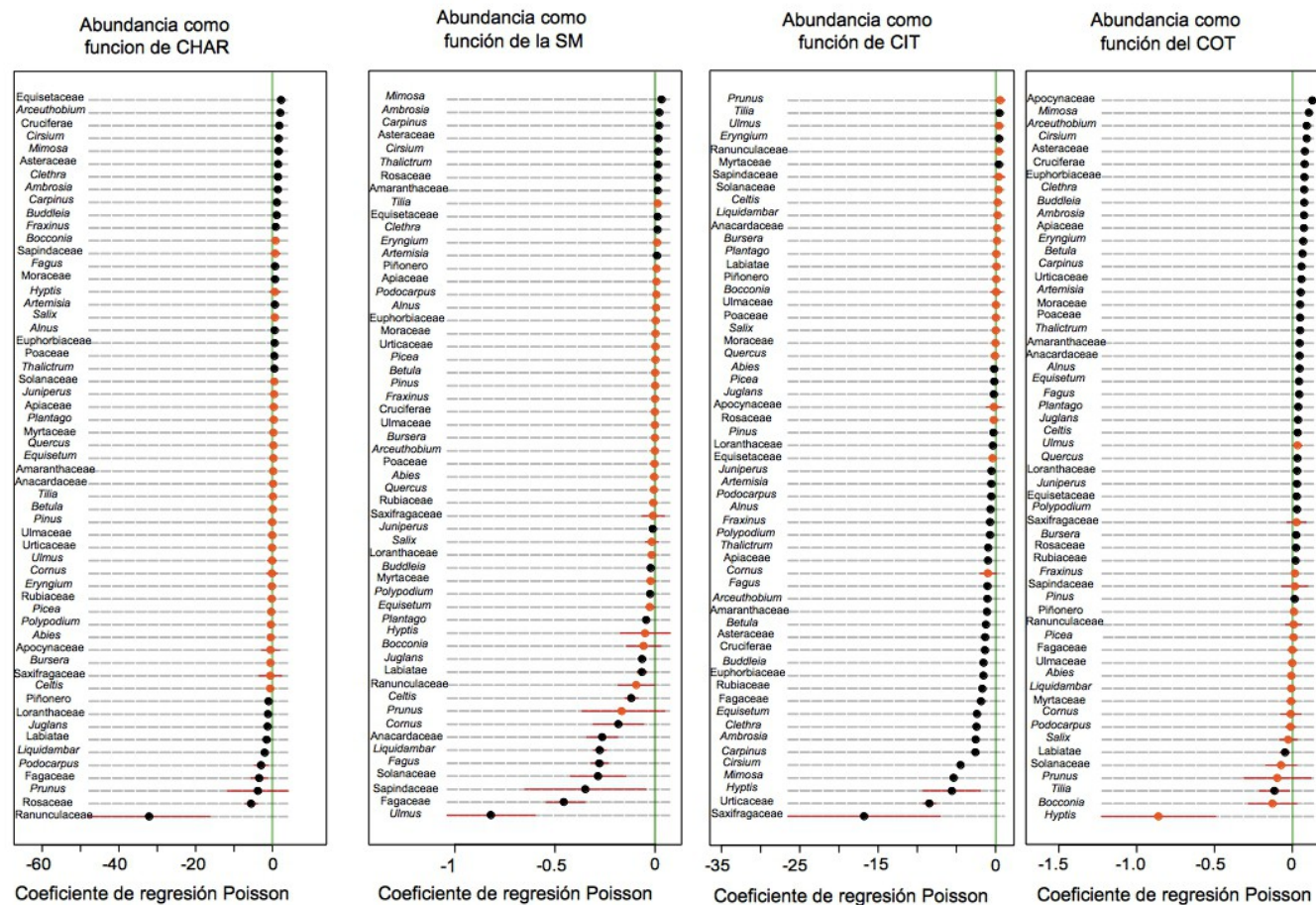


Figura 21. Coeficientes estimados de las regresiones de Poisson para la vegetación regional del lago de Chalco. Los coeficientes muestran la abundancia de los taxa como una función de las variables CHAR (acumulación de partículas de carbón), SM (susceptibilidad magnética), CIT (contenido de carbono inorgánico total) y contenido de carbono orgánico total (COT). Los círculos muestran el valor estimado del coeficiente, mientras que la líneas rojas indican sus intervalos de confianza (95%). Las regresiones son significativas (círculos negros) únicamente si las líneas rojas no cruzan la línea de cero (línea verde).

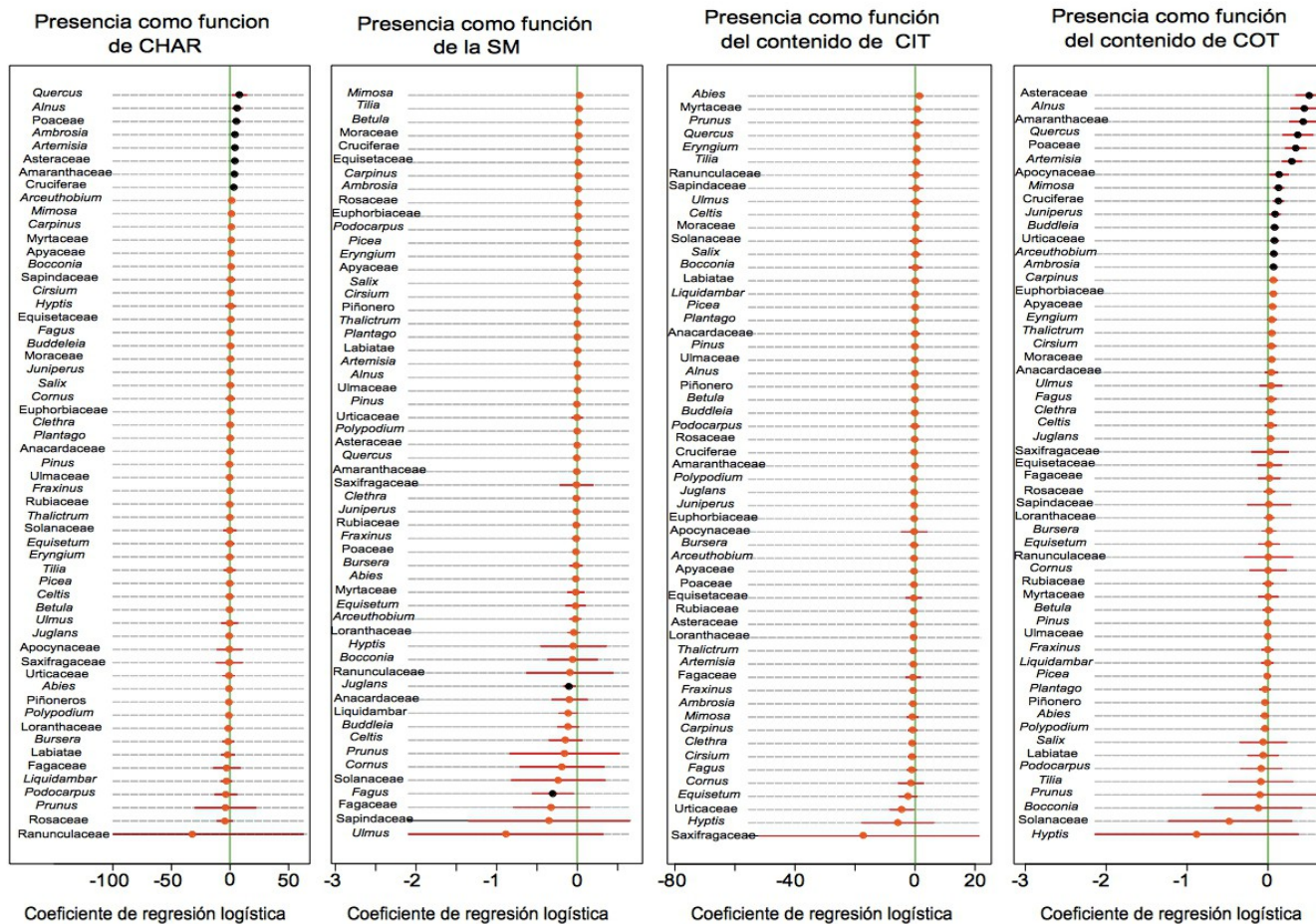


Figura 22. Coeficientes estimados de las regresiones logísticas para la vegetación regional del lago de Chalco. Los coeficientes muestran la presencia de cada taxón como una función de las variables CHAR (acumulación de partículas de carbón), SM (susceptibilidad magnética), CIT (contenido de carbono inorgánico total) y contenido de carbono orgánico total (COT). Los círculos muestran el valor estimado del coeficiente, mientras que las líneas rojas indican sus intervalos de confianza (95%). Las regresiones son significativas (círculos negros) únicamente si las líneas rojas no cruzan la línea de cero (línea verde).

La abundancia de la mayor parte de los palinomorfos acuáticos (plantas acuáticas y algas) está relacionada con la SM y el contenido de COT y CIT. La abundancia de 10 taxa (*Arenaria*, *Typha*, *Isoetes*, Zygnemantaceae, *Spirogyra*, *Debarya*, *Botryococcus*, *Gloeotrichia*, *Coelastrum* y *Texcocana*) responden a la SM; mientras *Spyrogyra* y *Typha* responden positivamente las plantas acuáticas *Arenaria* e *Isoetes* junto con las algas Zygenamataceae, *Botryococcus*, *Gloeotrichia*, *Debarya*, *Coelastrum* y las estructuras *Texcocana* responden negativamente (Fig. 23). El contenido de CIT explica la abundancia de casi todos los taxa de vegetación acuática con excepción de Onagraceae, *Isoetes* y *Debarya*, mientras Zygnemataceae y *Potamogeton* señalan una relación positiva. El resto de los taxa señalan una asociación negativa con respecto a esta variable. Asimismo, el contenido de COT explica la abundancia de casi toda la asociación acuática (12 relacionadas positivamente y 4 negativamente); únicamente Polygonaceae, *Isoetes* y Zygnemataceae no muestran ninguna relación con el carbono orgánico (Fig. 23). En cuanto a la presencia sólo se observan resultados para Cyperaceae, Caryophyllaceae, *Typha*, *Botryococcus* y *Texcocana* que parecer estar influenciadas por el contenido COT; en donde Cyperaceae, Caryophyllaceae, *Typha* señalan una relación positiva mientras que *Botryococcus* y *Texcocana* señalan una relación negativa (Fig. 23).

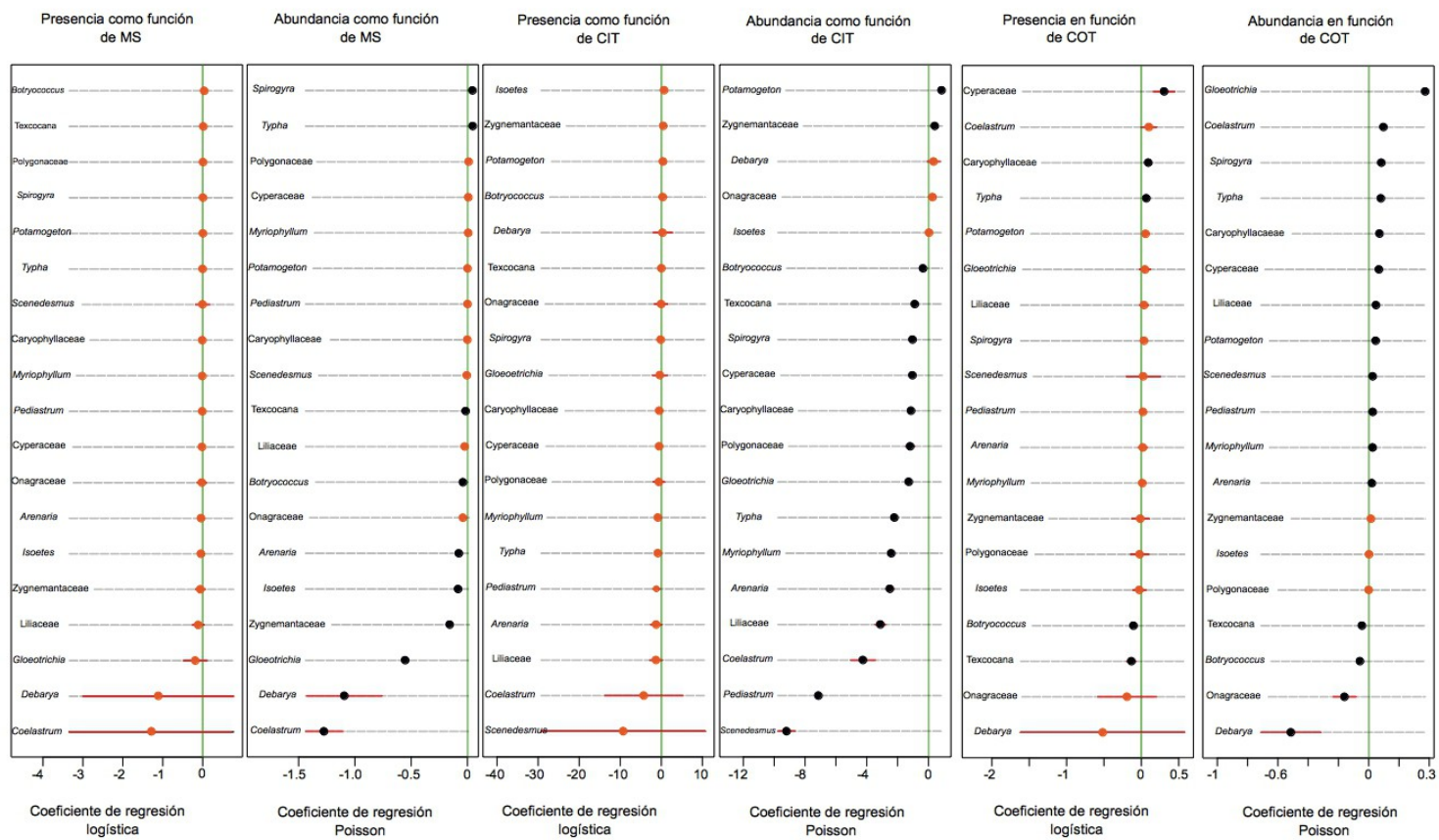


Figura 23. Coeficientes estimados de las regresiones logísticas y Poisson para palinomorfos locales del lago de Chalco. Los coeficientes muestran la presencia de cada taxón como una función de las variables CHAR (acumulación de partículas de carbón), SM (susceptibilidad magnética), CIT (contenido de carbono inorgánico total) y contenido de carbono orgánico total (COT). Los círculos muestran el valor estimado del coeficiente, mientras que la líneas rojas indican sus intervalos de confianza (95%). Las regresiones son significativas (círculos negros) únicamente si las líneas rojas no cruzan la línea de cero (línea verde).

5.5 Discusión

5.5.1 Dinámica de la vegetación regional y local durante el UCG en el lago de Chalco

5.5.1a) Vegetación regional (ordenación e interpretación del DCA regional)

Con base en la ordenación de los datos del polen regional y en la distribución de los taxa a lo largo del eje 1 (valores negativos caracterizados por polen de *Pinus*, *Picea* y *Abies* y valores positivos caracterizados por el resto de taxa de polen regional identificados en el registro) se sugiere que este eje está relacionado con el tipo de cobertura vegetal desarrollada en los alrededores del lago de Chalco; para la cual se identifica el desarrollo de bosques de coníferas, principalmente constituidos por pino y el desarrollo de bosques más diversos compuestos principalmente por *Quercus*. Para el eje 2, se infieren condiciones de mayor o menor humedad con base en la distribución de *Quercus*, *Alnus*, y la vegetación mesofítica sobre los valores negativos (condiciones de mayor humedad), y por la dominancia de bosques de pino y hierbas (destacando las amarantáceas con los valores más altos; >2 SD) sobre los valores positivos (condiciones de menor humedad) (Fig. 15).

De esta manera, el conjunto palinológico presentado en este trabajo, documenta que la vegetación regional del lago de Chalco, entre ~85 y 10.8 ka, estuvo caracterizada por el desarrollo de bosques de pino y bosques de encino, los cuales, estuvieron asociados a otros elementos arbóreos tales como: *Alnus*, *Abies*, *Picea*, piñoneros, *Juniperus*, bosque mesófilo y plantas herbáceas; principalmente plantas raramente leñosas como *Amaranthaceae*, *Asteraceae* y *Poaceae*. Este tipo de vegetación es coincidente con los datos palinológicos (abundancia de polen de *Pinus*, *Quercus*, *Alnus*, *Poaceae* y *Asteraceae*) reportados por Lozano-García y Ortega-Guerrero (1998) para las secuencias lacustres (sitios de

Tecocomulco, Texcoco y Chalco) de la cuenca de México para el Cuaternario tardío.

Se ha documentado a nivel global que el UCG (último ciclo glacial) (115-10 ka) estuvo caracterizado por un enfriamiento escalonado que culminó con un periodo de máximo enfriamiento denominado último máximo glacial (UMG) (21 ± 2 ka) (Mix et al. 2001), durante el cual se ha calculado que la temperatura media en el conjunto de tierras de masa continental del hemisferio norte fue entre 5.7 y 8.7°C menor que la actual. Una evidencia de este enfriamiento en el registro del lago de Chalco es la presencia de polen de *Picea*; conífera boreal que en la actualidad se encuentra distribuida en bosques fríos-templados en el norte del país en pequeñas poblaciones desarrolladas en altitudes que van de los 2000 a los 3700 m. Su presencia a lo largo del registro de polen (Fig. 16) presentado en este trabajo, así como en otras secuencias polínicas del centro de México (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Lozano-García, 1996; Sosa-Nájera, 2001) indica su expansión hacia el sur, y en consecuencia la existencia de climas más fríos que en el presente entre ~85 y 10.8 ka.

Al graficar los ejes (1 y 2) (expresados en desviaciones estándar) del DCA regional con respecto a la edad de la secuencia (~85-10.8 ka) (Fig. 24), y con base en la ordenación resultante de los taxa regionales más abundantes, se documenta la existencia de una alternancia, a lo largo del tiempo, de bosques de pino y de bosques más diversos caracterizados principalmente por encino. En la figura 24 se puede observar que mientras valores negativos del eje 1 correlacionan con altas concentraciones de polen de *Pinus*, los valores positivos correlacionan con disminuciones en las concentraciones de éste y con incremento en los porcentajes de *Quercus* reflejando así el tipo de cobertura vegetal.

Para el eje 2, podemos observar, que los valores positivos correlacionan con altas concentraciones de pino (valores negativos del eje 1) y con altos porcentajes de polen de piñoneros, *Picea* y *Amarantaceae* (Fig. 24), mientras que valores negativos en este eje correlacionan con altos porcentajes de *Quercus* (valores positivos del eje 1) y de elementos mesofíticos (Fig. 24). Los bosques de encino en México, se localizan en regiones que no superan los 3000 msnm y pueden estar distribuidos en climas cálidos o templados húmedos a secos (Rzedowski, 1981; Rzedowski y Rzedowski, 2001). Sin embargo, Cruz-Cisneros (1969) y García-Mora (1981) reportan para la cuenca de México, la existencia de la asociación entre algunas especies de *Quercus* con elementos propios del bosques mesófilo sobre barrancas húmedas al sureste y sur de la cuenca. La asociación de este elemento con elementos de características de vegetación mesófila en el registro fósil, podría estar relacionada con condiciones de mayor humedad. Por otro lado, la asociación que se observa entre pino, piñoneros, *Picea* y *Amaranthaceae* al parecer indica una disminución en la humedad o bien, reflejar el establecimiento de condiciones de sequía. Los piñoneros constituyen comunidades características de montañas con climas secos (Rzedowski, 1981) y habitan en pequeñas sierras en las zonas áridas y semiáridas del norte de México (Perry et al., 1998).

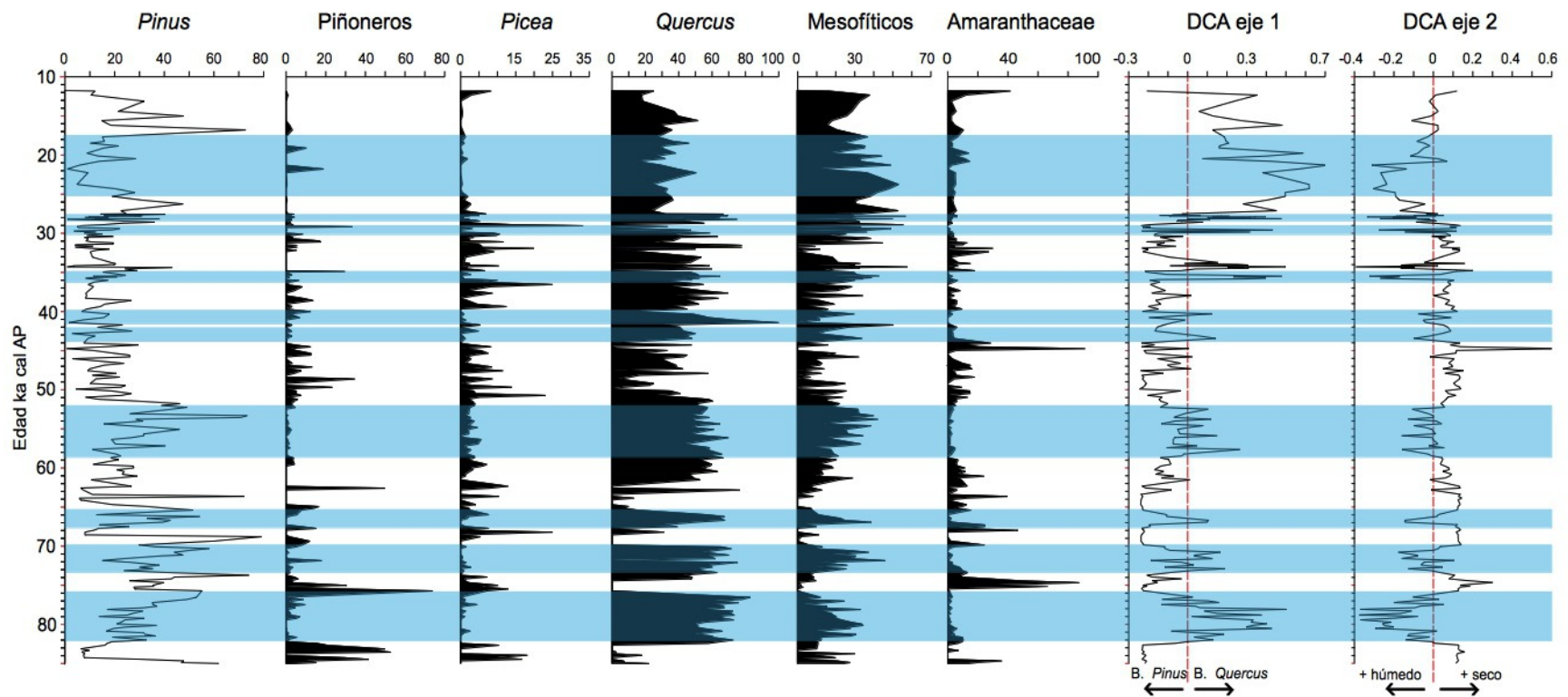


Figura 24. Fluctuaciones en el tipo de cobertura vegetal del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG), y su comparación con los valores de los ejes 1 y 2 del DCA regional. Los rectángulos azules señalan intervalos en los que se puede observar que un incremento en los bosques mixtos (caracterizados principalmente por *Quercus*) (valores positivos del eje 1) correlaciona con altos porcentajes de elementos mesófilos y valores negativos del eje 2 (interpretado como condiciones más húmedas). Durante estos intervalos se documentan bajos porcentajes de polen de piñoneros, *Picea*, Amaranthaceae y bajas concentraciones de pino. Los valores de pino están expresados en concentración (10^3).

5.5.1b) Vegetación local (ordenación e interpretación del DCA local)

Con base en la ordenación de los datos de palinomorfos locales y en la distribución de los taxa a lo largo del eje 1 (valores negativos; caracterizados por polen de Liliaceae y estructuras de Texcocana y valores positivos; caracterizados por el resto de los taxa acuáticos identificados en el registro) se sugiere que este eje está relacionado con la concentración del medio, principalmente por la distribución que presentan las estructuras de Texcocana. La identificación de este tipo de estructuras ha sido reportada en secuencias sedimentarias muestreadas previamente (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998) en el lago de Chalco y han sido asociadas con aguas más concentradas por su asociación con polen de *Ruppia maritima*. La abundancia de este tipo de estructuras en el registro palinológico presentado en este trabajo, indica el desarrollo de condiciones paleo-ambientales similares; por lo cual se sugiere que el eje 1 podría estar asociado a aguas más concentradas (mayor salinidad), de manera que los valores altos de Texcocana indican aguas más concentradas y su disminución, aguas más diluidas (menor salinidad).

Como se mencionó con anterioridad, en el eje 2 se observa una dominancia de plantas hidrófitas en los valores negativos. García-Mora (1981) documenta para la región del lago de Chalco la presencia de vegetación de tipo tular (compuesta principalmente por comunidades de Cyperaceae y *Typha*). Asimismo, Rzedowski (1981) documenta este tipo de vegetación como una vegetación cosmopolita (desarrollada en climas calientes a templados) para superficies pantanosas o de agua dulce permanentemente estancada, de 0.5 a 1.5 m de profundidad. El registro de plantas hidrófitas del lago de Chalco (~85-10.8 ka) en su mayoría se encuentra conformado por polen de Cyperaceae, Caryophyllaceae y *Typha* el cual es

característico de una vegetación de tipo tular por lo cual el eje 2 podría estar relacionado con el nivel lacustre, del tal manera que con un aumento en el polen de hidrófitas se infieren condiciones de menor nivel lacustre, mientras que una disminución en las concentraciones de éstas está asociado a un incremento en el nivel del lago. Como podemos observar en la Fig 17, correspondiente al diagrama de ordenación (DCA) de los palinomorfos acuáticos, se observa que los valores negativos en el eje 2 correlacionan con altas concentraciones de polen de plantas hidrófitas mientras que los valores positivos del mismo eje coinciden con una disminución en la concentración de hidrófitas. Además, se observa que los valores negativos en el eje 1 están asociados a altas concentraciones en las estructuras de Texcocaca mientras que una disminución en la concentración de éstas correlaciona con valores positivos del mismo eje.

Con respecto al fitoplancton, se observan dos tipos de asociaciones (con base en la ordenación obtenida de acuerdo con el DCA local (Fig. 17); una asociación en común entre el registro de las plantas hidrófitas con las algas *Coelastrum* y *Spirogyra* y otra caracterizada por *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Scenedesmus* y *Gloeotrichia*. La asociación de plantas hidrófitas (tales como *Cyperaceae* y *Typha*) en conjunto con algunas algas pioneras, entre ellas *Coelastrum* y representantes de *Zygnemantaceae* (en especial *Spirogyra*) ha sido reportada por diversos autores como una asociación indicadora de condiciones de eutrofia dentro de cuerpos de agua salobres, perturbados y de bajo nivel lacustre (Mac et al., 1978; Janssen y Ijzermans-Lutgerhorst, 1973). En especial, *Spirogyra* es documentada para climas secos con niveles lacustres menores (Medeanic y Bagatin, 2010) y *Coelastrum* para ambientes con alta concentración de sales resultantes de la descomposición de la materia orgánica o bien, para ambientes eutróficos (Pentecost, 1984). Por otro lado, *Pediastrum* y

Scenedesmus también han sido reportados por varios autores (Hutchinson, 1975; Medeanic y Bagatin, 2010) como indicadores de condiciones de mayor eutroficación. *Gloeotrichia* es una cianobacteria fijadora de nitrógeno que por su ciclo de vida está relacionado con condiciones de mayor nivel lacustre (Istvanovics et al., 1993; Van Geel, 2001). No obstante, aunque *Botryococcus*, ha sido documentada como un alga pionera relacionada con condiciones de eutroficación (Van Geel, 1978; Van Geel y Van der Hammen, 1978) es un alga que puede tolerar climas estacionalmente fríos con salinidad variable (Medeanic y Bagatin, 2010).

En la figura 25 se muestra una comparación de los palinomorfos acuáticos más abundantes con respecto a los valores de los ejes 1 y 2 del DCA local. Se observa que la gran variación en la concentración de plantas hidrófitas (Fig. 25) a lo largo del periodo ~85-10.8 ka (UCG), indica el desarrollo de diferentes etapas durante las cuales el lago de Chalco presentaba condiciones de reducción de nivel lacustre (valores negativos del eje 2) el cual estuvo asociado con condiciones de mayor eutroficación; ocasionadas principalmente por *Spirogyra* (Fig.25); la cual fue variable durante todo el UCG y su afloramiento (incremento en su concentración), generalmente estuvo asociado con un aumento en la comunidad hidrófita. Además, la presencia de *Coelastrum*, *Pediastrum* y *Scenedesmus* en la última parte del registro (~30 a 10 ka) (Fig. 25) indica algunos eventos de mayor eutroficación en este intervalo. Por otro lado, la salinidad (indicada por los valores negativos del eje 1 y su relación con las estructuras de Texcocana) también fue variable. Podemos observar que su incremento generalmente estuvo asociado con un aumento en las estructuras de Texcocana y en ocasiones con un aumento en las plantas hidrófitas y *Spirogyra*; aunque es importante señalar que cuando se documentan valores en Texcocana por encima de 20×10^3 (estructuras/cm³) las hidrófitas registran concentraciones bajas y las algas no se observan.

La reducción en la salinidad o el desarrollo de aguas más diluidas (valores positivos del eje 1) estuvo asociada principalmente con incremento en el nivel lacustre (valores positivos del eje 2) (Fig. 25) y estas condiciones estuvieron caracterizadas principalmente por una reducción en la comunidad hidrófiita y por el afloramiento de *Botryococcus*. Sin embargo, ésta fue más abundante entre ~82 y ~52 ka y a partir de ~52 ka reduce considerablemente. Esta alga ha sido reportada para ambientes lacustres de salinidad variable (Medeanic y Bagatin, 2010) y en este registro estuvo asociada principalmente con eventos de aumento en el nivel lacustre. Entre ~95 y ~50 ka (Fig. 25) tanto el nivel lacustre así como las condiciones de salinidad fueron muy variables, mientras que durante el intervalo ~43 y ~30 ka aunque el nivel lacustre fue muy fluctuante, el lago era muy salino y *Botryococcus* estuvo pobremente representada. Por otro lado, a partir de los ~30 ka el lago de Chalco parece desarrollar aguas más diluidas pero con una tendencia a reducir su nivel lacustre mientras que *Botryococcus* no es reportado. Finalmente, la corta presencia (~24.1-21.2 ka) en el registro de *Gloeotrichia*, indicadora de ambientes de agua profunda (Istvanovics et al., 1993) refleja fluctuaciones en la profundidad del lago y un periodo corto de mayor nivel lacustre.

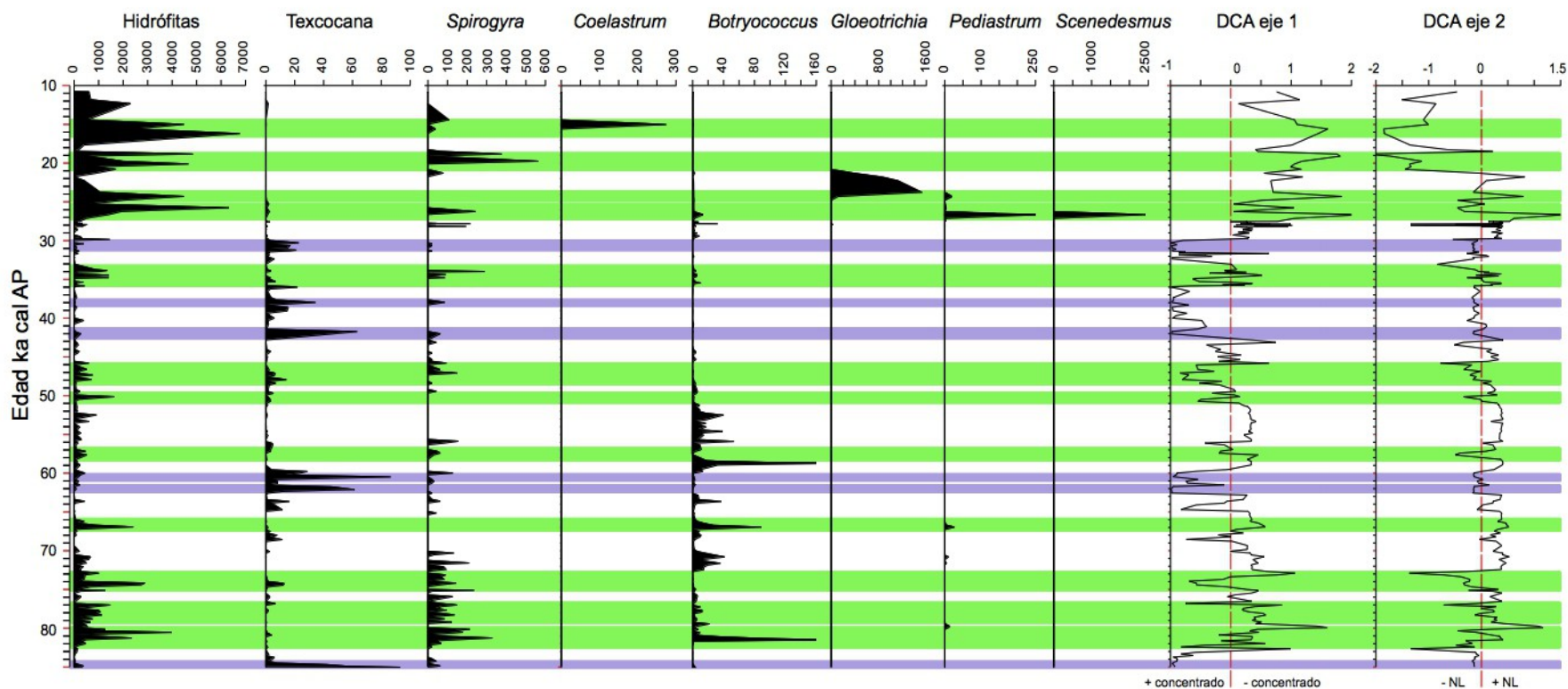


Figura 25. Fluctuaciones en el nivel y en la salinidad del lago de Chalco para el intervalo ~85-10.8 ka (UCG). Se ilustra la comparación de los registros de plantas hidrófitas, algas y estructuras de Texcocana con los valores de los ejes 1 y 2 (expresados como desviaciones estándar) del DCA local. Los rectángulos verdes señalan intervalos donde se documenta un incremento en las plantas hidrófitas asociados principalmente con *Spirogyra* y en la parte superior del registro (~30-10.8 ka) con *Coelastrum*, *Pediatrum* y *Scenedesmus*. Esta asociación está relacionada con ambientes de bajo nivel lacustre (valores negativos del eje 2) y ambientes más salobres (valores negativos del eje 1) que correlacionan con incremento en Texcocana aunque los valores más elevados de Texcocana (valores de concentración $>20 \times 10^3$) indicados por las líneas moradas señalan condiciones aún más salobres donde no se documentan otros palinomorfos lacustres. Condiciones de aguas más diluidas (con excepción de la parte superior del registro; a partir de los ~30 ka) y de aumento en el nivel lacustre correlacionan generalmente con incremento en *Botryococcus*. Los valores de Texcocana, *Botryococcus* y *Pediatrum* están expresados como valores de concentración 10^3 .

5.6 Patrones de estructuración y configuración de la vegetación del lago de Chalco durante el UCG

A partir del análisis de índices se obtuvieron coeficientes de varianza (VRs) significativamente diferentes de 1 tanto a nivel de comunidad, así como entre los grupos funcionales (excluyendo las acuáticas), para los árboles, las hierbas y las plantas acuáticas. Aunque los VRs de las algas no fueron significativos cuando se utilizó todo el conjunto de datos, si lo fueron cuando las muestras fueron estratificadas (ver resultados del análisis y Figs. 19 y 20). Estos resultados sugieren que la estructuración y la configuración de las comunidades vegetales del lago de Chalco, a lo largo del UCG, estuvo influenciada más por factores ambientales (clima) en lugar de ser el resultado de una estructuración al azar.

La significancia de los VRs dentro del grupo de los árboles no cambió cuando las muestras fueron estratificadas en cuantiles con respecto a las variables CHAR, SM, contenido de CIT y contenido de COT lo que indica que la comunidad arbórea respondió a las cuatro variables ambientales a lo largo del UCG. Sin embargo, un resultado importante es para el grupo de las hierbas, donde se observa que los VRs cambiaron con la estratificación (ver Fig. 20) siendo significativos en los cuatro cuantiles superiores tanto de CHAR como del contenido de CIT, indicando que este grupo fue más sensible a la frecuencia de incendios y a la sequía. Las plantas acuáticas parecen haber estado influenciadas principalmente por la SM (VRs significativos en los 5 cuantiles), por la producción de carbón (VRs significativos en 4 cuantiles) y menor medida por el contenido de COT y por el contenido de CIT. Finalmente, el grupo de las algas parece haber respondido únicamente a CHAR, a la SM y al contenido de CIT.

Las regresiones (logística y de Poisson) para el polen regional (Figs. 21 y 22) señala que la abundancia de la mayor parte de los taxa está explicada por las cuatro variables ambientales (CHAR, SM, contenido de CIT y contenido de COT), no obstante, la presencia es explicada para pocos taxa del conjunto de datos analizados. Dentro del lago, la abundancia de la mayor parte de los palinomorfos acuáticos (plantas acuáticas y algas) está relacionada principalmente con la SM, con el contenido de COT y con el contenido de CIT, mientras que la presencia es explicada para pocos taxa locales; sólo se observan resultados para Cyperaceae, Caryophyllaceae, *Typha*, *Botryococcus* y *Texcocana* cuya presencia está relacionada con COT (Fig. 23).

El resultado más relevante de este análisis es el obtenido para el grupo de las plantas herbáceas donde se observa una fuerte relación con CHAR y con el contenido de CIT indicando que este grupo fue más sensible a la frecuencia de incendios y a la sequía, que al parecer fueron punto clave en los procesos de sucesión y regeneración de los bosques. En las figuras 19 y 20 donde se muestra los resultados de la regresión (logística y de *Poisson*) del polen regional, se observa que tanto la presencia como la abundancia de los taxa *Alnus*, Poaceae, Cruciferae, Asteraceae, *Ambrosia* y *Artemisia* es explicada por CHAR. Tomando en cuenta la ordenación de los taxa generada por el DCA regional, como se mencionó con anterioridad, Amarathaceae presenta los puntajes más altos (> 2DS) en el eje 2 interpretado como condiciones de sequía. Así, en la figura 26 se presenta una comparación entre los registros de CHAR, la concentración de *Pinus* y las plantas herbáceas con el registro de porcentajes de Amaranthaceae, *Abies*, *Quercus* y *Alnus*; donde las plantas herbáceas corresponden a la sumatoria de Poaceae, Cruciferae, Asteraceae, *Ambrosia* y *Artemisia* que

además de ser las hierbas más abundantes del registro palinológico regional, son las que señalan una fuerte relación con la variable CHAR de acuerdo con el análisis de regresión.

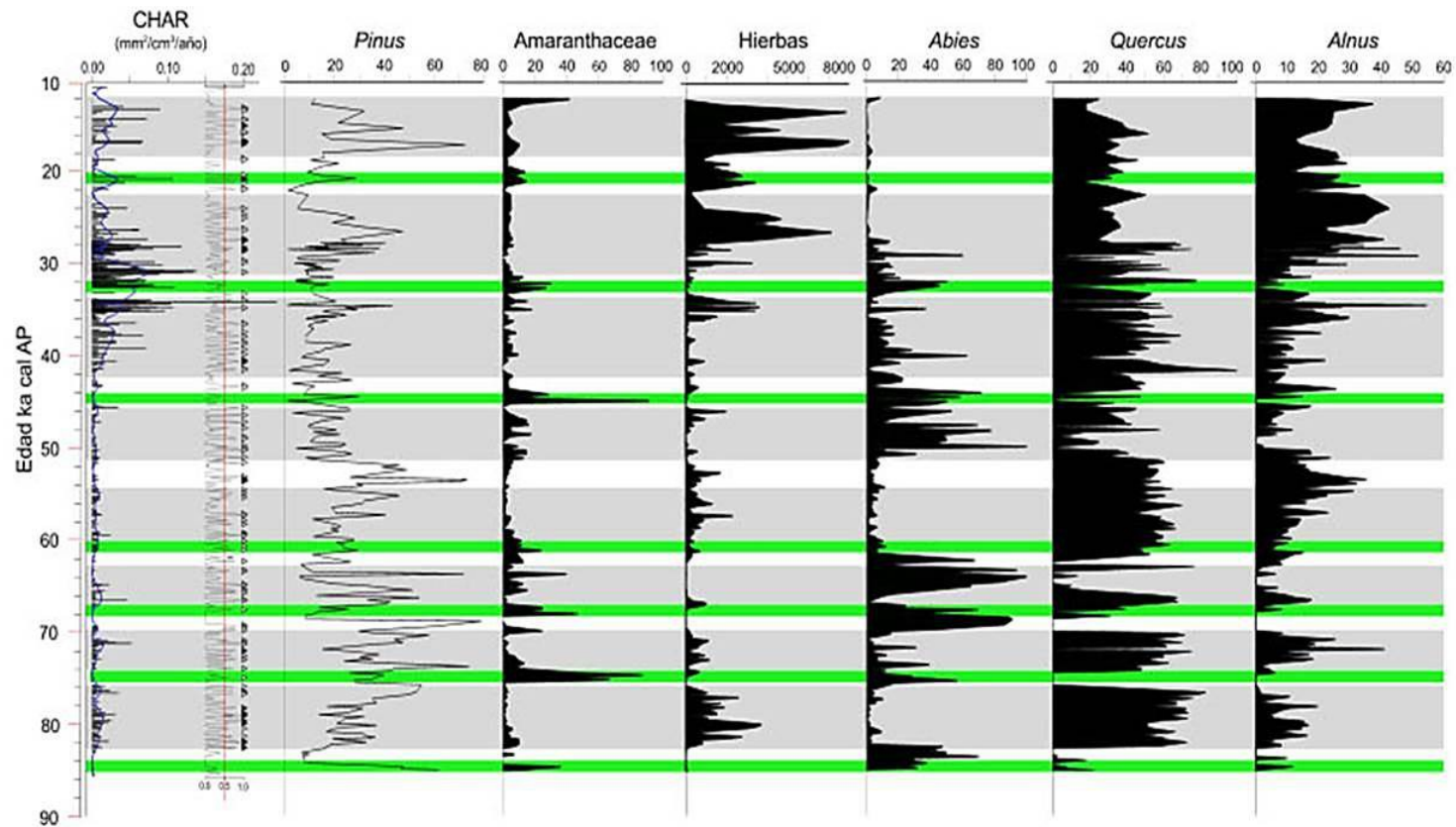


Figura 26. Eventos de sucesión de los bosques en el lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka). Comparación de las tasa de acumulación de partículas de carbón (CHAR) y los diferentes eventos de incendio identificados con los registros de *Pinus*, Amaranthaceae, hierbas (sumatoria de Poaceae, Cruciferae, Asteraceae, *Ambrosia* y *Artemisia*), *Abies*, *Quercus* y *Alnus*. Las líneas verdes indican valores altos en Amaranthaceae (interpretado como condiciones de mayor sequía con base en los valores >2SD en el DCA de polen regional) correlacionan con aumentos en *Pinus*. Posteriormente, a estos eventos (Amaranthaceae-pino) se documenta una tendencia a disminuir las concentraciones de *Pinus* que correlacionan con un aumento en CHAR, hierbas, *Quercus*, *Alnus* y en ocasiones *Abies* (rectángulos grises). Se plantea que cuando la sequía era mayor los bosques de pino se combustionaban (incremento en CHAR y mayor número de eventos de incendio asociados a clima indicados por los triángulos blancos), dando origen a procesos de sucesión durante los cuales las plantas herbáceas, *Quercus*, *Alnus* y *Abies* aumentaban conllevando a la regeneración de los bosques de pino. Los valores de pino están expresados en concentración en valores de 10^3 .

Al comparar dichas variables podemos observar que cuando se registra una disminución en las concentraciones de polen de pino hay un incremento en las tasas de acumulación de carbón (CHAR), en la concentración de polen de herbáceas así como un incremento en los porcentajes de polen de *Quercus* y *Alnus* y en ocasiones en el polen de *Abies*. Por otro lado, incremento en los valores de *Amaranthaceae* tienden a correlacionar con un aumento en *Pinus* (Fig. 26). Lo anterior es una clara evidencia del desarrollo de diferentes eventos de sucesión. Ha sido ampliamente documentado en la literatura que el fuego induce la sucesión (pasto-Aliso-pino) (Sánchez y Huguet, 1959), favoreciendo el restablecimiento de los bosques de coníferas. La reducción en las concentraciones de polen de *Pinus* coincide con el incremento en los porcentajes de *Quercus* y *Alnus* así como con el aumento en las concentraciones de polen de plantas herbáceas (Fig. 26).

Para México, se ha documentado que en bosques dominados principalmente por la especie *Pinus hartwegii* localizados en volcanes del centro de México (Rezedowski, 1981; Miranda y Hernández-Xolocotzi, 1985) incendios muy frecuentes pueden favorecer el desarrollo de pastos (gramíneas) hasta conllevar a la destrucción parcial de este tipo de pino. Los pastos (gramíneas) propagan el fuego y el fuego facilita el brote o florecimiento de las gramíneas rizomatosas (Rzedowski, 1981). Posteriormente, *Pinus hartwegii* puede encontrar condiciones favorables para su restablecimiento sobre áreas previamente incendiadas tal como lo documentan González et al. (1991) en Tlaxcala, donde se observa una supervivencia mayor de las plántulas de esta especie en áreas incendiadas previamente que en áreas no incendiadas.

De esta manera podemos concluir que los diferentes episodios de incendio desarrollados durante el UCG en la parte sur de la CM, posiblemente fueron un factor regulador en la estructuración y en la configuración de las comunidades vegetales desarrolladas en la cuenca del lago de Chalco. De tal manera, que a medida que las condiciones de sequía aumentaban (altos porcentajes en *Amaranthaceae*) se detonaban eventos de incendio combustionando el bosque de pino (indicado por la tendencia a presentarse bajas concentraciones en el polen de pino y altos valores en CHAR seguidos de un incremento en los valores de *Amaranthaceae*) (Fig. 26). Posteriormente, las hierbas colonizaban seguidas de *Alnus*, *Quercus* y en ocasiones de *Abies*. Finalmente, el bosque de pino se restablecía hasta que con la llegada nuevamente de condiciones de sequía (seguramente desarrolladas durante la estación de menor humedad) el fuego modulaba nuevamente comenzando otro proceso de sucesión. Al parecer, estos eventos de sucesión fueron varios a lo largo de UCG en el lago de Chalco, por lo cual posiblemente el fuego constituyó el principal modelador en la estructuración y en la configuración de las comunidades vegetales desarrollada alrededor del lago de Chalco.

5.7 La vegetación en la cuenca del lago de Chalco desde MIS 5a al MIS 2 (~85-10.8 ka)

Con base en la estratigrafía isotópica marina propuesta por Martinson et al. (1987) en la que se reconocen 5 estadios isotópicos (en inglés *marine isotopic stage*; MIS) para el UCG: MIS 5d-a (~115-74 ka), MIS 4 (~74-59 ka), MIS 3 (~59-28 ka) y MIS 2 (~28-10 ka). Se observa que el registro de vegetación regional del lago de Chalco estuvo caracterizado por diferentes fases de desarrollo de bosques de pino y bosques compuestos principalmente por encino, mientras que el lago estuvo caracterizado principalmente por una comunidad de plantas hidrófitas, algunos tipos de algas y estructuras de Texcocana (Fig. 27).

En la figura 27 podemos observar que el MIS 5a (en el registro de Chalco caracterizado por el intervalo temporal ~85 a ~74 ka) estuvo representado por una tendencia hacia condiciones de mayor humedad (a nivel regional y local), principalmente entre ~82 y ~77 ka (Fig. 27), indicado por la dominancia de bosques de encino y vegetación mesófila así como por *Botryococcus*. A pesar de que se registran variaciones, tanto en los porcentajes de polen de encino como en la concentración de hidrófitas, éstas no son tan marcadas como en los estadios isotópicos 4, 3 y 2. Sin embargo, para la parte final del MIS 5a (a partir de los ~76 ka) (Fig. 27) existe una tendencia hacia condiciones de menor humedad (sequía) indicada por un incremento en bosques de *Pinus*, así como por un aumento en la concentración de plantas hidrófitas; indicativas de la reducción del nivel lacustre. Asimismo, se observa un aumento en *Amaranthaceae* y *Picea*. La variación en la concentración de Texcocana indica que la concentración o salinidad del lago fue fluctuante y se documenta una concentración mayor alrededor de los ~85, ~84, ~81 y ~74 ka; edades durante las cuales (con excepción de la primera) se documentan altas concentraciones de hidrófitas y

Amaranthaceae.

El principio del MIS 4 está caracterizado por condiciones de sequía las cuales perduran hasta los ~72 ka y a partir de esta edad se observa una alternancia entre condiciones húmedas/secas tanto a nivel regional como local. Estas fluctuaciones están indicadas por las variaciones en los registros de *Alnus*, Amaranthaceae, plantas hidrófitas, *Botryococcus* así como en Texcocana (Fig. 27). Dentro del lago se observa que la parte final del MIS 4 (entre ~62 y ~59 ka) estuvo caracterizada por aguas muy concentradas con base en las altas concentraciones de Texcocana.

El estadio isotópico para el que se observa mayor variación corresponde al MIS 3 (~59-28 ka) (Fig. 27), donde se registran diferentes períodos de humedad (alto nivel lacustre) y sequía (bajo nivel lacustre) de amplitud variable a lo largo de todo este estadio. Dentro del lago se documentan entre ~59 y ~52 ka niveles lacustres relativamente altos con aguas más diluidas (incremento en *Botryococcus*), mientras que a partir de ~52 ka, las estructuras de Texcocana varían fuertemente reflejando una gran variabilidad en la salinidad del lago.

Durante el MIS 2, la vegetación regional estuvo dominada principalmente por bosques de *Alnus* (Fig. 27). Se documenta una variación en el polen de Amaranthaceae y sobre todo se registran altas concentraciones en el polen de *Buddleia*, cuyo registro es mínimo en los estadios 5a, 4 y 2. Por otro lado, dentro del lago se registran altas concentraciones de hidrófitas (más altas en comparación con los estadios 5a, 4, y 3) y una fuerte reducción en *Botryococcus* y Texcocana (Fig 27). La presencia de *Gloeotrichia* (~24.1-21.2 ka) indica fluctuaciones y aumento en el nivel lacustre de Chalco. Esta cianobacteria ha sido reportada

en ambientes eutróficos sugiriendo un aumento en los nutrientes asociado a los cambios en precipitación en la cuenca, los cuales incrementaron las tasas de aporte detrítico al lago (Lozano-García et al., 2013).

La presencia de *Buddleia* durante el MIS 2 es de gran importancia puesto que constituye una planta arbustiva característica de lugares perturbados (Rzedowski y Rzedowski, 2001) y ha sido ampliamente documentada como un elemento sucesional secundario clave en la regeneración de la vegetación, posterior a eventos eruptivos, tales como los volcanes Xitle y Parícutín, en México (Cano-Santana y Meave, 1996). Se ha mencionado con anterioridad, que la región de la cuenca de México presentó una alta actividad volcánica durante el Cuaternario tardío (Bloomfield, 1974, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Lugo-Hubp, 1984, 1994; Siebe, 2004a y b; Arana-Salinas et al., 2010; Arce et al., 2005, 2013a; Rueda et al., 2013) y entre 21.7 y 10.5 ka, se documentan erupciones por parte de los volcanes Nevado de Toluca (sur-oeste del lago de Chalco) y Popocatepétl (sureste del lago de Chalco) (Arce et al., 2003; Siebe y Macías, 2004; Arce et al., 2005; Schaaf et al., 2005; Capra et al., 2006) lo cual correlaciona temporalmente con los altos porcentajes de *Buddleia* durante el MIS 2 así como por la clara dominancia de polen de *Alnus* (Fig. 27). Posiblemente, durante el MIS 2, la vegetación del lago de Chalco tuvo una respuesta mayor ante un forzamiento volcánico más que a un forzamiento climático o bien, ser la combinación de ambos.

Cabe destacar la importancia de *Picea* en el registro del lago de Chalco cuya presencia a lo largo del registro señala el desarrollo de condiciones más frías que en el presente. Estas condiciones de enfriamiento fueron variables entre ~85 y ~10.8 ka (Fig. 27).

Se documentan las concentraciones más elevadas entre ~78 y ~74 ka (MIS 5a); entre ~60 y ~50 ka (MIS 4); entre ~28 y ~26 ka (MIS 3) y, entre ~22 y ~10.8 ka (MIS 2); mientras que durante los intervalos ~85-78 ka (MIS 5a); ~74-60 ka (MIS 4) y ~50-28 ka (MIS 3) este taxón fue más variable (Fig.27).

Es importante mencionar que tanto el registro de vegetación regional como local durante el UCG, se observa una diferencia entre los intervalos ~85-28 ka (estadios 5a-3) y ~28-10.8 ka (MIS 2) (Fig. 27). Entre los estadios 5a y 3 a pesar de que hubo una gran variabilidad en cuanto a la alternancia de condiciones húmedas/secas (en el lago indicado por una alternancia de mayor o menor nivel lacustre y una alternancia entre condiciones de mayor o menor concentración de sales en el medio); en comparación con el MIS 2, podemos observar cierta estabilidad en el ambiente, mientras que el MIS 2 parece haber sido un estadio más inestable o bien, de cambios más drásticos en términos de sequía y actividad volcánica. Esta inestabilidad está indicada por una clara dominancia de *Alnus*, *Amaranthaceae* y *Buddleia* (Fig. 27), mientras que dentro del lago, la reducción en la concentración de *Botryococcus* y *Texcocana* está ligada con el establecimiento de las algas tales como *Spirogyra* y *Coelastrum*, las cuales han sido documentadas para climas secos con bajos niveles lacustres; dentro de ambientes con una alta eutroficación (Pentecost, 1984; Medeanic y Bagatin, 2010).

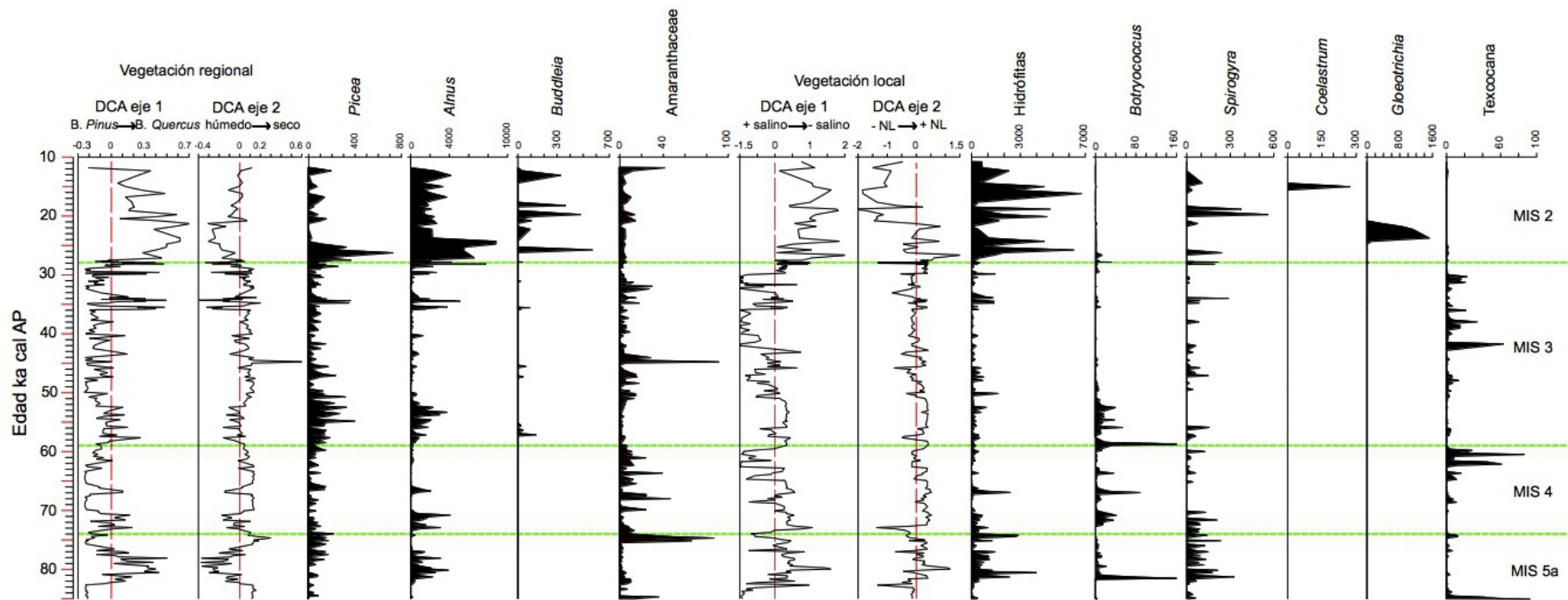


Figura 27. Principales cambios en la vegetación (regional y local) del lago de Chalco desde el MIS 5a hasta el MIS 2. Se presenta una comparación de los valores (expresados como desviaciones estándar) de los ejes de os DCAs (regional y local) con respecto a los taxa más sobresalientes del registro regional y local desde el MIS 5a hasta el MIS 2. Los valores de *Pinus* y *Botryococcus* están como valores de concentración 10^3 .

5.8 Conclusiones

1. Este trabajo constituye el primer estudio en México acerca del registro de vegetación, tanto regional como local que abarca la escala temporal correspondiente al UCG.
2. La cuenca del lago de Chalco durante el UCG, estuvo caracterizada por una cobertura vegetal fluctuante entre bosques de coníferas dominados por *Pinus* y bosques más diversos caracterizados por *Quercus* y vegetación mesófila. Dentro del lago, la comunidad de plantas hidrófitas (principalmente *Cyperaceae* y *Typha*) fue importante y estuvo asociada principalmente a reducciones en el nivel lacustre. Además, se documenta la presencia de diferentes tipos de algas (tales como *Spirogyra*, *Coelastrum*, *Pediastrum* y *Scenedesmus*) relacionados con condiciones de eutroficación, mientras que *Botryococcus* al parecer, estuvo relacionada con aumentos en el nivel lacustre.
3. Con base en los resultados del análisis de índices o coeficientes de varianza (VRs) se sugiere que la estructuración y la configuración de las comunidades vegetales del lago de Chalco, a lo largo del UCG, estuvo influenciada por factores ambientales. Los resultados indican que los bosques de *Pinus* responden a ambientes fríos y secos, mientras que las fases de bosque de *Quercus* con otros componentes, tales como *Alnus*, y la vegetación mesofítica, al parecer responden a ambientes más cálidos y menos secos.
4. El registro de ciertos taxa ofrece indicios de las condiciones climáticas pasadas, por ejemplo la presencia de polen de *Picea* indica la existencia de climas más fríos que en el presente, mientras que *Buddleia*, *Alnus* y *Abies* son parte de los procesos de sucesión

después de la actividad volcánica en el sitio.

5. Los episodios de incendio identificados posiblemente fueron un factor regulador en la estructuración y en la configuración de las comunidades vegetales desarrolladas en la cuenca del lago de Chalco durante el último ciclo glacial (UCG), y constituyeron un elemento clave en los procesos de sucesión y regeneración de los bosques.

6. Los conjuntos de palinomorfos locales permiten la reconstrucción de los cambios en los niveles lacustres y en la salinidad del lago. El registro de estructuras de resistencia referidos como Texcocana indican que el lago tuvo diferentes etapas en las que se desarrollaron aguas más salobres.

Capítulo VI

HISTORIA CLIMÁTICA EN EL LAGO DE CHALCO (CUENCA DE MÉXICO) DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL

6.1 Introducción

El último ciclo glacial (UCG) (~115 a 10 ka) se caracterizó por una disminución gradual de las temperaturas, aunque con fluctuaciones, culminando con el denominado último máximo glacial (UMG); entre ~23 y ~19 ka (Mix et al., 2001; Rahmstorf, 2002). El UCG se caracterizó por una alta variabilidad climática, reflejada principalmente por medio de oscilaciones en la temperatura y en la circulación oceánica, desarrolladas a escala milenaria, conocidas como ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) y eventos Heinrich (EH) (Bond et al., 1992; Bond et al., 1997; Grootes y Stuiver, 1997).

Tanto los registros oceánicos como los registros polares revelan periodos de cambio climático abrupto (decadal) iniciando con cambios milenarios en el clima que se superponen en las tendencias a largo plazo o de mayor duración (Bond et al., 1992; Bond et al., 1997; Grootes y Stuiver, 1997; Sanchez-Goñi y Harrison, 2010; EPICA Community Members, 2006). Aunque estos cambios fueron observados y documentados por primera vez en latitudes altas, estas variaciones parecen también haberse manifestado, tal vez incluso haberse iniciado, en los trópicos (Droxler et al., 1998; Peterson et al., 2000; Esat y Yokoyama, 2006; González y Dupont, 2009)..

De manera general, durante los ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O), la

temperatura media global en el hemisferio norte ascendía entre ~8-16 °C, seguido de un enfriamiento gradual, a escala milenaria (Dansgaard et al., 1993; Grootes y Stuiver, 1997; Rahmstorf, 2002; EPICA Community Members, 2006). Por otro lado, durante los eventos Heinrich (EH) (documentados a partir de los ~60 ka), el desarrollo de capas ricas en detritos transportados por hielo interrumpieron la acumulación de sedimento oceánico, probablemente debido a las grandes descargas de hielo que fluían y se derretían en el Atlántico Norte (Bond et al., 1992; Bond et al., 1997). Los EH ocurrieron al final de alguno de los ciclos D-O, causando un alargamiento del enfriamiento asociado (EPICA Community Members, 2006). La causa de éstos aún es incierta, pero su tiempo de inicio sugiere que llegaron a ser importantes una vez que la masa de hielo que se formó en el norte de Norteamérica (Lauréntida) alcanzaba un tamaño crítico.

Tanto el registro biológico (vegetación regional y palinomorfos lacustres) como el registro geoquímico (contenido de CIT, contenido de COT y relación C/N) así como el de CHAR, de los sedimentos del lago de Chalco, previamente presentado; documentan una amplia variabilidad en cuanto a los cambios desarrollados en la vegetación, en los episodios de incendio y en el depósito de carbono (orgánico e inorgánico) entre ~85 y 10.8 ka, los cuales pudieron haber estado relacionados con las oscilaciones tanto en la temperatura como en la humedad desarrolladas durante el UCG.

En el presente capítulo, se hace una comparación de los cuatro proxys paleo-climáticos (vegetación regional y local, CHAR, contenido de COT, contenido de CIT y relación C/N) de los sedimentos del lago de Chalco, con el registro de temperatura NGRIP (North Greenland

Ice Core Project Members, 2004; Andersen et al., 2004; Wolff et al., 2010) para los últimos ~85 ka, con el objeto de documentar la posible correspondencia entre las tendencias climáticas globales reveladas por la estratigrafía isotópica de oxígeno (MIS; documentada tanto en los núcleos de hielo de Groenlandia como en los sedimentos oceánicos), con los cambios documentados para la vegetación del lago de Chalco desarrollados entre ~85 y 10.8 ka. Asimismo, se explora la posible presencia de las oscilaciones climáticas (ciclos D/O y eventos H), características de este periodo glacial y si éstas estuvieron asociadas con los cambios en la vegetación y con los cambios paleo-ambientales reconstruidos a partir de la variación en el contenido de COT, contenido de CIT, CHAR y relación C/N documentados para el lago de Chalco.

Finalmente, se discuten como posibles forzamientos climáticos los cambios en la insolación primavera/verano y la migración estacional de la ZCIT como principales reguladores a largo plazo en la dinámica de la vegetación durante el UCG en el lago de Chalco; lo cual parece haber sido consistente con los registros de cambio climático en localidades más al sur tales como Costa Rica y Venezuela.

6.2 Respuesta de la vegetación del lago de Chalco ante las variaciones en la temperatura y en la humedad desarrolladas durante el UCG

6.2.1 Variaciones en la temperatura y la respuesta de la vegetación

Se tiene documentado por medio del registro de los núcleos de hielo de Groenlandia Cam Century y DYE-3 (Hansen y Langway, 1966; Johnsen et al., 1972; Dansgaard et al., 1982); GRIP y GISP2 (Johnsen et al., 1992) (Dansgaard et al., 1993) (Grootes et al., 1993) y más recientemente, el NGRIP (Svensson et al., 2008), que la temperatura media durante el UCG fue muy fluctuante, y que el enfriamiento no fue homogéneo sino que se desarrolló de manera diferencial a lo largo de los estadios isotópicos MIS 5 a MIS2. Con el objeto de definir la respuesta de la vegetación ante los cambios en la temperatura documentados para el UCG, se llevó a cabo una correlación visual de los valores del eje 1 del DCA de la vegetación regional, indicativo del tipo de cobertura vegetal desarrollada durante el UCG en el lago de Chalco, con el registro de temperatura NGRIP (expresada como la relación $\delta^{18}\text{O}$ (Svensson et al., 2008) (Fig. 28).

De manera general, se observó que valores positivos en el eje 1, indicativos de bosques mixtos dominados principalmente por *Quercus* correlacionan con una tendencia hacia valores más positivos (mayor temperatura) en la relación de $\delta^{18}\text{O}$ señalada por NGRIP. Mientras que valores negativos en el eje 1 interpretado como el establecimiento de bosques de coníferas; dominados por *Pinus*, correlacionan con una tendencia hacia valores más negativos (menor temperatura) en la relación de $\delta^{18}\text{O}$ señalada por NGRIP (Fig. 28). Cabe destacar que esta señal se encuentra en el registro de Chalco mejor documentada entre ~85 y 28 ka (MIS 5a-MIS 3) (Fig. 28). A pesar de que la sección correspondiente al MIS 2, presenta una menor resolución temporal; principalmente debido a la correlación entre los

núcleos sedimentarios CHA08-II, CHA08-III y CHA11-VII, la señal indicada por la vegetación en este estadio isotópico parece ser similar a la documentada del MIS 5a al MIS 3 de tal manera, que valores más cercanos al cero en el eje 1 (incremento en el bosque de *Pinus*) tienden a correlacionar con valores más negativos (menor temperatura) en la relación de $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (Fig. 28).

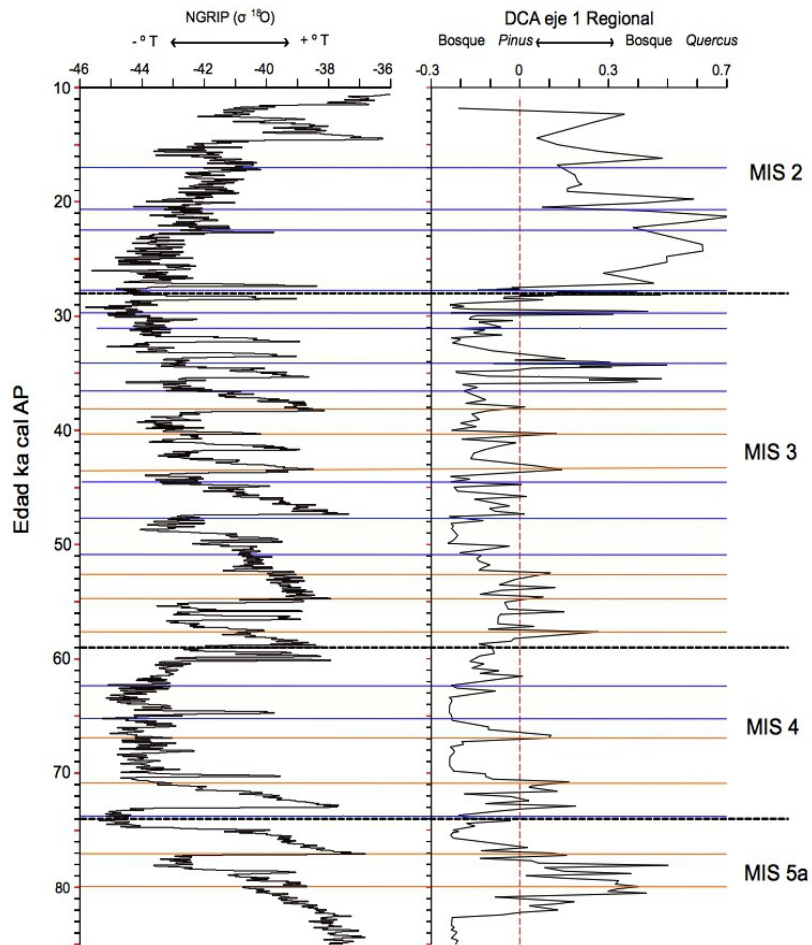


Figura 28. Respuesta a los cambios en la temperatura de la vegetación regional del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka). Se señala la comparación entre el eje 1 del DCA regional (tipo de cobertura vegetal) expresados en desviaciones estándar con el registro de temperatura NGRIP (Svensson *et al.*, 2008; Wolff *et al.*, 2009). Las líneas azules indican aumento en los bosques dominados por *Pinus* los cuales correlacionan con condiciones de menor temperatura (valores más negativos en la relación de $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP), mientras que el incremento en los bosques dominados por *Quercus* (líneas rojas) correlacionan con condiciones de mayor temperatura (valores menos negativos en la relación de $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP). Se señalan los estadios isotópicos MIS 5a-MIS 2.

6.2.2 Variaciones en la humedad y la respuesta de la vegetación

De manera similar a la temperatura, la vegetación del lago de Chalco parece haber respondido ante fluctuaciones en la humedad. Con base en el registro de palinomorfos acuáticos se documentan diferentes periodos de variación en el nivel lacustre, mismos que podrían estar asociados con el régimen de humedad alrededor de la cuenca. El lago de Chalco durante el UCG parece haber sido un cuerpo de agua muy fluctuante, no sólo en cuanto a su nivel de agua sino al parecer también en sus niveles de concentración de sales. Aunque los cambios en el nivel lacustre parecen haber sido más cortos, es posible diferenciar, a través de los distintos estadios isotópicos, diferentes tendencias durante las cuales al parecer había un incremento en el nivel lacustre (mayor humedad), o bien, una disminución en los niveles relacionados con incrementos en la evaporación (sequías), así como fluctuaciones en la salinidad (Figs. 29, 30 y 31). A continuación se describen dichas tendencias.

6.2.3 Tendencias hacia condiciones de mayor humedad

Con respecto a la humedad, el lago de Chalco registra diferentes periodos caracterizados por una tendencia a presentar incremento en su nivel lacustre (Fig. 29). En la figura 29, se comparan los valores del eje 2 del DCA local (que ha sido interpretado anteriormente como indicativo de las fluctuaciones en el nivel lacustre) con respecto al COT y a la relación C/N. De manera general, se documenta, aunque con fluctuaciones, cinco grandes periodos caracterizados por una tendencia a presentar altos niveles lacustres: durante el MIS 5a (~82.5-80 ka y ~77-75 ka), para el MIS 4 (~72.5-62.5 ka), durante la primera parte del MIS 3 (~57-51 ka) y en la transición MIS 3 a MIS 2 (~30-26 ka) (Fig. 29). Aunque estos periodos

están caracterizados por una alta variación en el contenido de COT, los valores de C/N indican la dominancia de materia orgánica de origen terrestre (>10). Además, se registran altas concentraciones de *Botryococcus*. No obstante, hay valores de C/N menores a 10, que reflejan la dominancia de materia orgánica de origen algal, durante el MIS 4 y la transición MIS 3 a MIS 2. Sin embargo, es importante señalar que estos valores correlacionan con pequeñas bajas en el nivel lacustre indicados por valores negativos en el eje 2 del DCA local así como con bajas concentraciones en *Botryococcus*. Mientras la transición del MIS 5a al MIS 4 está marcado por una reducción en el nivel lacustre, las transiciones del MIS 4 al MIS 3 y del MIS 3 al MIS 2 están marcadas por un aumento en éste (Fig. 29).

Durante la segunda parte del MIS 3 (~51-28 ka) se documenta una gran variabilidad en cuanto a la fluctuación del nivel lacustre, así como en el contenido de COT y como en los valores de la relación C/N mientras que *Botryococcus* se documenta en concentraciones extremadamente bajas (Fig. 29). La transición del MIS 3 al MIS 2 está señalada por un aumento en el nivel lacustre, como ya se mencionó. Además, se observan dos periodos cortos con tendencia a incrementar el nivel lacustre: alrededor de los ~24.5 ka y alrededor de los ~22 ka (Fig. 29).

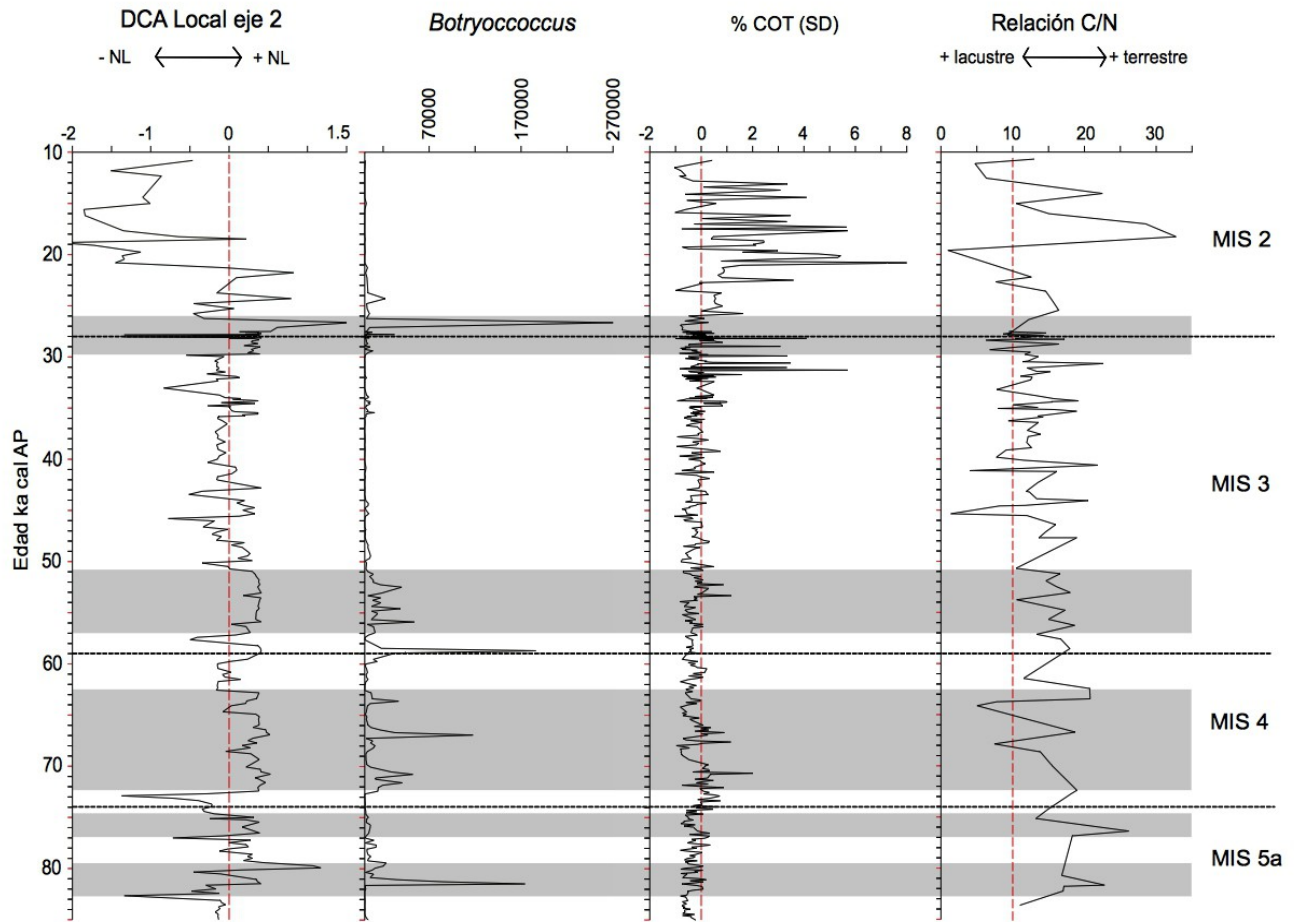


Figura 29. Tendencias hacia condiciones de mayor humedad en el registro sedimentario del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka). Se ilustran las variaciones en el nivel lacustre (eje 2 del DCA local expresado en valores de desviación estándar) comparado con el contenido de carbono orgánico total (COT), la relación C/N y la concentración de *Botryococcus*. Los recuadros grises señalan los cinco periodos caracterizados por presentar una tendencia a desarrollar altos niveles lacustres: MIS 5a (~82.5-80 ka y ~77-75 ka), durante el MIS 4 (~72.5-62.5 ka), durante la primera parte del MIS 3 (~57-51 ka) y durante la transición MIS 3 a MIS 2 (~30-26 ka).

6.2.4 Tendencias hacia condiciones secas (o de mayor evaporación)

La reducción en el nivel lacustre (indicado por los valores negativos en el eje 2 del DCA local) estuvieron relacionadas con una mayor evaporación (indicado por los valores del contenido de CIT), un incremento en las plantas hidrófitas, en la eutroficación del medio así como una tendencia hacia condiciones de mayor salinidad. En la figura 30 se comparan los ejes 1 (salinidad) y 2 (niveles lacustres) del DCA local, con la concentración de polen de plantas hidrófitas (indicativas de la expansión de la zona litoral y bajo nivel lacustre), con la asociación de algas compuesta por *Coelastrum*, *Spyrogira* y *Debarya* indicadoras de condiciones de eutroficación (Pentecost, 1984; Medeanic y Bagatin, 2010) así como con el contenido de CIT indicador de mayor precipitación de carbonatos y evaporación. .

Como se puede observar en la figura 30 tanto el nivel del lago como la salinidad de éste fueron muy fluctuantes y variables a lo largo del UCG. A una escala temporal mucho menor es difícil señalar los cambios. Sin embargo, sí es posible diferenciar algunos periodos donde se observa una clara tendencia hacia condiciones de menor nivel lacustre caracterizadas por: tendencias a aguas más salobres, incremento de algas indicadoras de eutroficación, aumento en plantas hidrófitas y mayor depósito de carbonatos. Ejemplos de estas tendencias se registran durante los siguientes intervalos: ~85-77.5 ka (MIS 5a), ~75-73 ka (transición MIS 5a a MIS 4), ~60-63 ka (final del MIS 4), ~58-56 ka, ~51-46 ka, ~42-36 ka y ~34-30 ka (MIS 3) (Fig. 30). Con excepción del intervalo ~75-73 ka (transición MIS 5a a Mis 4), los valores en el contenido de CIT en los demás tienden a estar dominados por valores por encima del promedio. Para el MIS 2 (~28-10.8 ka) se observa una tendencia general a la reducción gradual en el nivel lacustre (más evidente a partir de los ~21 ka, pero con aguas más diluidas (indicado por valores positivos en el eje 1 del DCA local) mismo que está

relacionado con menor depósito de carbonatos (con excepción del corto periodo ~14-10.8 ka). Estas condiciones de menor nivel lacustre están relacionados con altas concentraciones de hidrófitas y algas indicativas de condiciones eutróficas; incluso ambas presentan los valores más altos del todo el registro durante este estadio isotópico (Fig. 30). Cabe destacar, que entre ~22 y ~15 ka (Fig. 30) se registran los valores más bajos de salinidad en todo el registro. Esto podría ser un punto importante en la discusión de las condiciones paleo-ambientales y paleo-climáticas para el último máximo glacial (UMG) en el centro de México. Sin embargo, la resolución temporal que se tiene para esta secuencia sedimentaria no nos permite documentar dicho periodo.

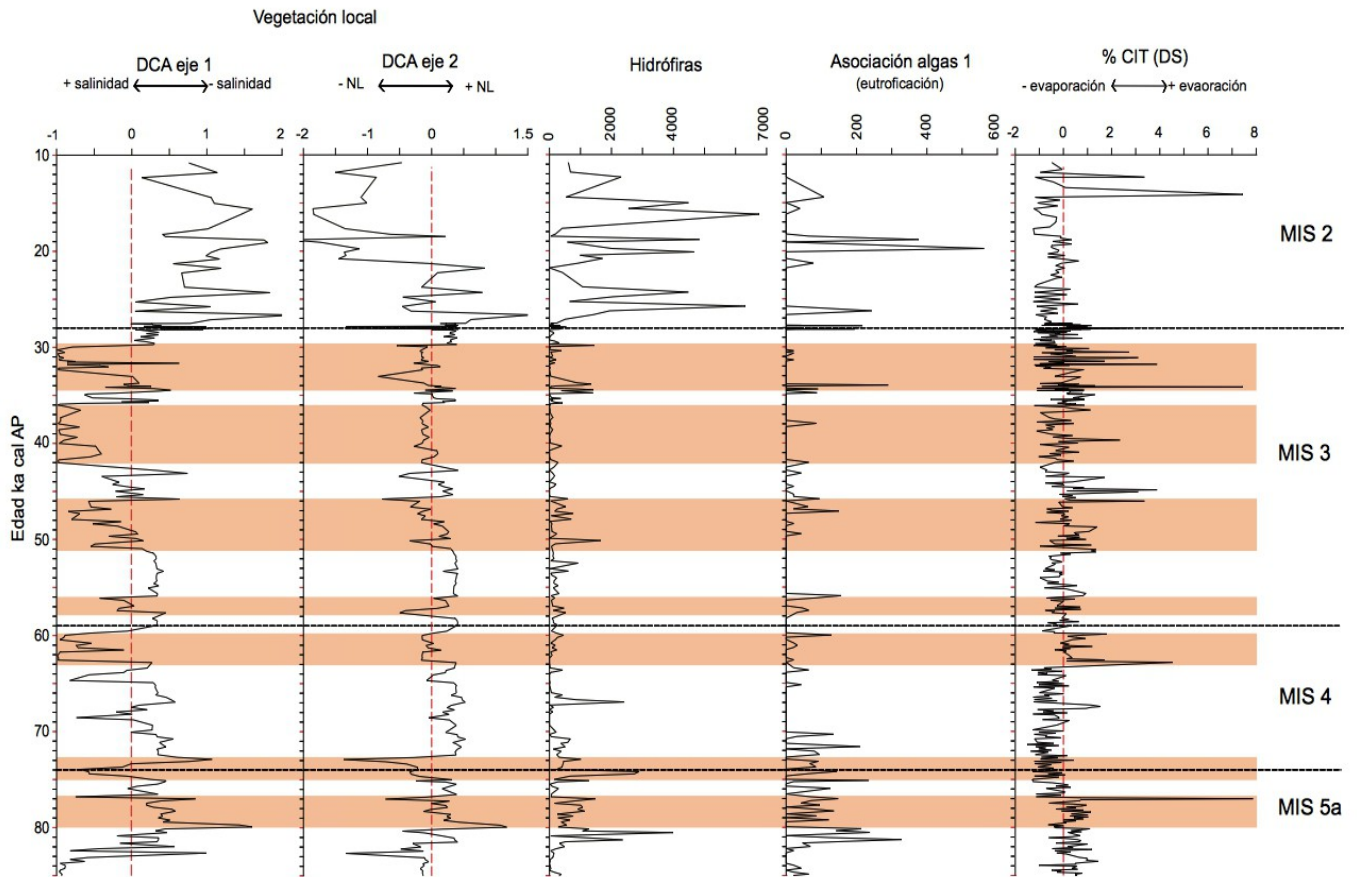


Figura 30. Tendencias hacia condiciones de sequía en el registro sedimentario del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka). Se ilustra la comparación de los eje 1 (indicativo de la concentración o salinidad del medio) y 2 (indicativo de las fluctuaciones en el nivel lacustre) del DCA local; ambos expresados en desviaciones estándar. Además, se ilustran los registros de concentración de plantas hidrófitas, de la concentración de asociación de algas (*Coelastrum*, *Spyrogira* y *Debarya*) indicativas de eutroficación y el contenido de carbono inorgánico total (CIT). Los cuadros anaranjados señalan los periodos: ~85-77.5 ka (MIS 5a), ~75-73 ka (transición MIS 5a a Mis 4), ~60-63 ka (final del MIS 4), ~58-56 ka, ~51-46 ka, ~42-36 ka y ~34-30 ka (MIS 3). Periodos donde se documenta una tendencia hacia condiciones de menor nivel lacustre pero con tendencia a ser aguas más salobres ligadas al florecimiento de algas indicadoras de eutroficación y al incremento en plantas hidrófitas y mayor depósito de carbonatos.

6.2.5 Tendencias hacia condiciones de mayor salinidad

Las condiciones de salinidad en el lago de Chalco con episodios de mayor salinidad se establecen a partir de los valores del eje 1 del DCA local, la abundancia de estructuras de Texcocana y por el incremento de depósito de carbonatos (indicado por los valores del contenido de CIT). La Texcocana es un quiste que se encontró previamente en secuencias lacustres del lago de Chalco junto con el polen de *Ruppia marítima* y esta asociación ha sido interpretada como indicadora de aguas muy concentradas (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998). El registro de salinidad interpretado a partir de los valores del eje 1 del DCA local durante el UCG, indica que el lago pasó de ser un cuerpo salobre con fluctuaciones de ~85 a ~28 ka (MIS 5a-MIS 3) a un cuerpo de agua menos concentrado de ~28 a ~10.8 ka (MIS 2) (Fig. 31).

Las condiciones de salinidad estuvieron marcadas por la abundancia de estructuras de Texcocana y por el incremento de depósito de carbonatos (indicado por los valores del contenido de CIT). Se documentan once intervalos con tendencia hacia condiciones de mayor salinidad entre ~85-28 ka (MIS 5a-MIS 3) de los cuales los más prolongados se observan durante el MIS 3 (Fig. 31). Para el MIS 5a dos periodos de ~85 a ~80.5 ka y de ~77 a ~76 ka, y uno durante la transición MIS 5a-MIS 3 (~74.5-73.5 ka). Durante el MIS 4 se observan tres periodos (~69-67, ~65-64 y ~62.5-60 ka) y en el MIS 3 se documentan cinco periodos (~57.5-56, ~51-43.5, ~42-36, ~35.2-33 y ~32.5-30 ka). Todos estos periodos correlacionan con altos valores en Texcocana y en su mayoría con valores por encima del promedio en el contenido de CIT, en particular los intervalos documentados para el MIS 3 (Fig. 31).

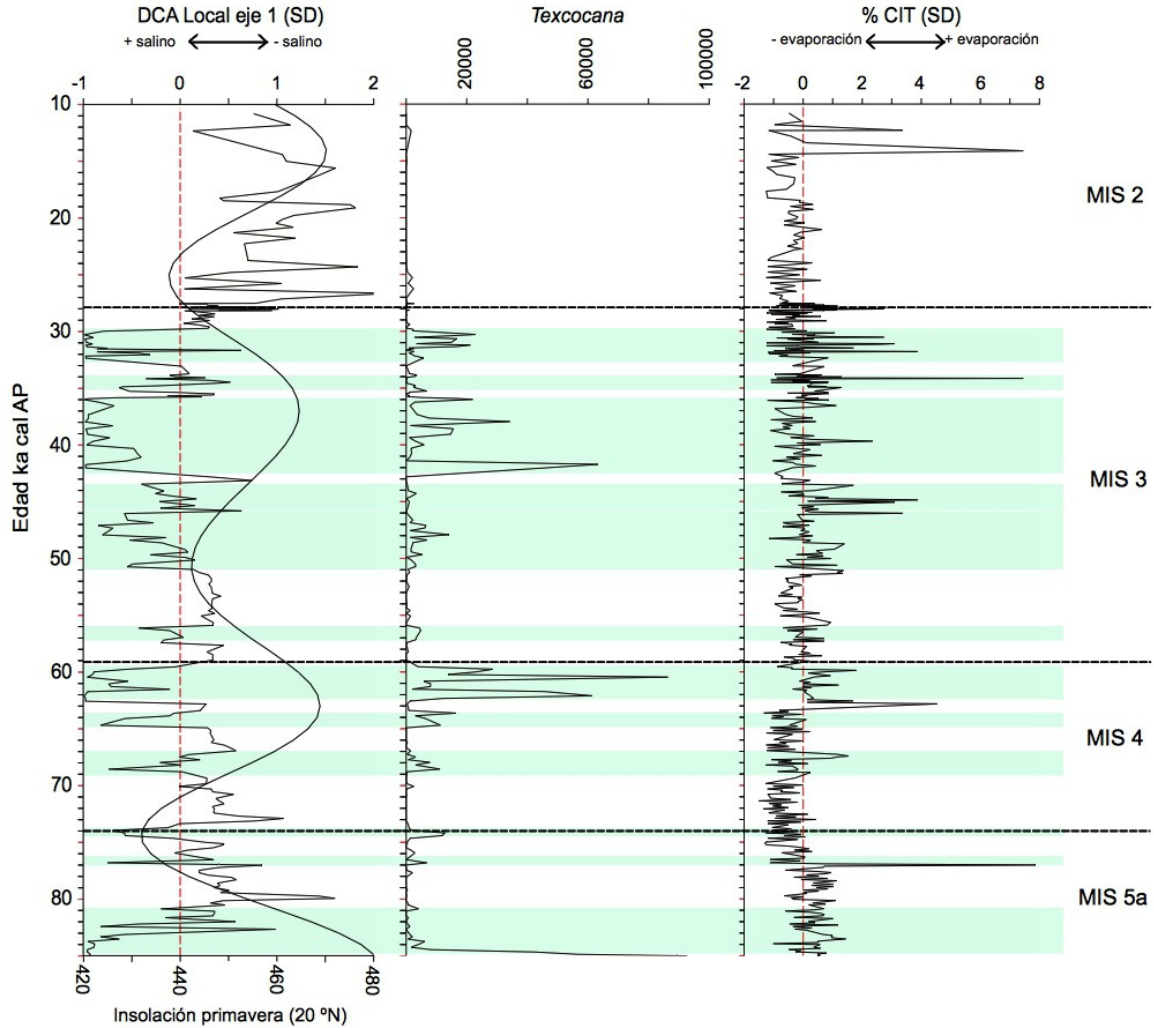


Figura 31. Periodos de condiciones de mayor salinidad en el registro sedimentario del lago de Chalco durante el UCG (~85-10.8 ka). Comparación del eje 1 del DCA local (indicativo del nivel de salinidad) expresado en desviaciones estándar con el contenido de CIT, con la concentración de estructuras de Texcocana así como con las variaciones en la insolación de primavera (20 °N) para los últimos 85 ka. Los cuadros verdes indican los once intervalos con una tendencia a desarrollar condiciones de mayor salinidad: MIS 5a (~85-80.5 y ~77-76 ka); transición MIS 5a-MIS 3 (~74.5-73.5 ka). MIS 4 (~69-67, ~65-64 y ~62.5-60 ka) MIS 3 (~57.5-56, ~51-43.5, ~42-36, ~35.2-33 y ~32.5-30 ka). Todos caracterizados altos valores en la concentración de Texcocana, y alta concentración en el depósito de carbonatos. Las máximas en la insolación de primavera parecen correlacionar con condiciones de mayor salinidad y esto es más evidente en las máximas ~70-55 y ~50-30 ka.

Al comparar el eje 1 del DCA local con los valores de insolación de primavera (20 °N) para los últimos 85 ka (Fig. 31) se observa, con excepción de los intervalos 77-76 ka (MIS 5a) y 74.5-73.5 ka (transición MIS 5a-MIS 3), que los intervalos donde se documenta una tendencia hacia condiciones de mayor salinidad correlacionan con los máximos en la insolación de primavera. Como se expuso con anterioridad en este trabajo, debido a que la cuenca del lago de Chalco, se encuentra rodeada en su totalidad por depósitos volcánicos de composición variable, el contenido de carbono inorgánico total en los sedimentos refleja la cantidad de carbonatos de calcio.

En ambientes lacustres, la desgasificación de CO_2 está relacionada con aumento de la salinidad y de la temperatura ocasionando la precipitación de minerales carbonatados, la cual está relacionada con la disponibilidad de CO_2 ; de manera que cuando existe una adición de CO_2 como resultado hay una disolución de CaCO_3 , mientras que la remoción de éste tiene el efecto opuesto, ocasionando la precipitación de CaCO_3 (Cohen, 2003). Los dos mecanismos principales involucrados en la remoción de CO_2 y la subsecuente precipitación de CaCO_3 son la fotosíntesis y la desgasificación de CO_2 . No obstante, en algunos lagos, el incremento en la temperatura y en la salinidad, también pueden ocasionar la pérdida de CO_2 a través de una baja en la solubilidad y por consiguiente permitiendo la precipitación de calcita (Cohen, 2003).

El calentamiento de las aguas superficiales durante los periodos de máxima temperatura (reflejado por los valores de insolación de primavera) en el lago de Chalco es coincidente con el aumento en la concentración de Texcocana (aumento en la salinidad del

lago) lo cual permitió la sobresaturación de CaCO_3 , incrementando la productividad del lago (reflejado por el aumento de algas indicadoras de condiciones eutróficas), permitiendo así el consumo biológico de CO_2 , dando como resultado la precipitación de CaCO_3 y el desarrollo de condiciones más salinas.

Como se expuso en el capítulo concerniente a los episodios de incendio, los máximos en la insolación de primavera son coincidentes con altos valores en el contenido de CIT y al parecer el depósito de carbonatos en el lago de Chalco, estuvo regulado principalmente por los cambios en la temperatura durante el UCG; misma que reguló la intensidad de evaporación y por consiguiente de la salinidad del agua. El registro del CIT del lago de Chalco señala que los valores de contenido CIT durante el MIS 5a y el MIS 3 tienden a estar dominados por valores por encima del promedio con respecto a los valores durante el MIS 4 (con excepción del intervalo ~62.5-60 ka) y el MIS 2 (con excepción del intervalo ~14-10.8 ka) (Fig. 31). Teóricamente, con base en la estratigrafía isotópica de oxígeno (Martinson *et al.*, 1987) el MIS 5a y el MIS 3 son estadios relativamente más cálidos con respecto al MIS 4 y al MIS 2, los cuales están caracterizados por condiciones más frías. Siendo MIS4 y el MIS 2 estadios más fríos las temperaturas en Chalco posiblemente no fueron lo suficientemente elevadas para impulsar una mayor evaporación (y un mayor depósito de carbonatos) y es así que durante estos estadios la evaporación fue menor.

La reducción considerable de las estructuras de Texcocana durante el MIS 2 así como la dominancia de valores por debajo del promedio en el CIT (Fig. 31) indican que el MIS 2 fue un estadio diferente al resto del registro (~85-28 ka). Las temperaturas debieron ser mucho más frías que durante el MIS 4 para contrarrestar el proceso de evaporación, la precipitación

de carbonatos y por consiguiente del desarrollo de condiciones de salinidad importantes para la Texcocana. Sin embargo, el MIS 2 presenta una tendencia hacia condiciones de disminución en los niveles lacustres, en particular a partir los ~21 ka (Fig. 30) pero con aguas más diluidas. Además, el registro muestra altas concentraciones de hidrófitas y condiciones de mayor eutroficación (Fig. 30). No obstante, la relación C/N parece indicar que la humedad tuvo fluctuaciones durante el MIS 2; durante el cual se registra materia orgánica terrestre entre ~19 y ~13 ka (Fig. 29), periodo cuya temporalidad podría corresponder al Bolling-Allerod (14.7-12,7 ka) que fue un periodo caracterizado por condiciones de humedad. El registro del contenido de COT (Fig. 29) señala los valores más altos durante el MIS 2, esto posiblemente esté relacionado con el incremento del aporte de materia orgánica terrestre, con el florecimiento de la asociación de algas indicativa de eutroficación o bien, ser el resultado de ambos. Sin embargo, el MIS 2 es la parte de registro con menor resolución temporal. Asimismo, la relación C/N es temporalmente muy abierta por lo que se requiere de análisis futuro para tener una mejor interpretación para las condiciones desarrolladas durante el MIS 2.

6.3 Variabilidad climática durante el UCG: eventos Heinrich, ciclos D-O

En las regiones de Groenlandia y del Atlántico Norte, durante el Cuaternario tardío y particularmente para el UCG, ocurrieron oscilaciones climáticas, a escala milenaria, las cuales implicaron cambios en la temperatura del aire, en el agua superficial del océano, en los márgenes de los casquetes glaciales, y en la formación de agua profunda de Atlántico Norte (NADW por sus siglas en inglés). El comienzo de estas oscilaciones era abrupto, con la mayor parte de los cambios desarrollados en un periodo corto de 10-200 años (Steffensen et al., 2008), y se ha estimado que durante estas oscilaciones climáticas ocurrieron incrementos en la temperatura media entre 8 y 15-16 °C en Groenlandia (Huber et al., 2006; Wolff et al., 2009).

Se conocen dos tipos de oscilaciones climáticas para el último ciclo glacial. La primera corresponde a los ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) (Dansgaard et al., 1984), asociados con un calentamiento inicial abrupto y un subsecuente enfriamiento. Éstos, fueron documentados por primera vez durante las décadas de los 70 y 80 en los núcleos de hielo de Groenlandia *Cam Century* y *DYE-3* (Hansen y Langway, 1966; Johnsen et al., 1972; Dansgaard et al., 1982). Posteriormente, fueron documentados y analizados en las secuencias de hielo *GRIP* y *GISP2* (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993) y más recientemente, en el núcleo de hielo *NGRIP* (Svensson et al., 2008). El segundo tipo de oscilación climática corresponde al desarrollo de diferentes fases de enfriamiento asociadas con la formación de depósitos de detritos transportados por el hielo (IRD por sus siglas en inglés) (capas Heinrich) (Heinrich, 1988) en el Atlántico Norte.

Existen evidencias de ambos tipos de oscilación climática en una gran variedad de registros tanto marinos como terrestres (Bond et al., 1992; Bond y Lotti, 1995; Rasmussen et al., 1996; Elliot et al., 1998; Allen et al., 1999; Alley et al., 2003; Wang et al., 2001; González et al., 2008; Sima et al., 2009; Harrison et al., 2010; Hayashi et al., 2010) aunque la magnitud, la naturaleza y a duración de cada oscilación parece haber variado dependiendo de su posición geográfica (Johnsen et al., 1992; Sánchez-Goñi et al., 2008; Penaud et al., 2010). En el caso de los ciclos D-O su registro ha sido documentado a nivel global, incluyendo la Antártica (Blunier et al., 1998) mientras, que los eventos Heinrich al parecer fueron más locales quedando restringidos en la región del Atlántico Norte (Heinrich, 1988) (Bond et al., 1992; Broecker, 1994; Grousset et al., 1993; Bond y Lotti, 1995; Gwiazda et al., 1996; Rashid et al., 2003; Hemming, 2004); aunque su impacto ha sido documentado en registros marinos y continentales lacustres (Grimm et al., 2006; González et al., 2008; Hodell et al., 2008; Correa-Metrio, 2010).

Ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O)

Los ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos D-O) son un ejemplo de un cambio climático abrupto. No son ciclos sinusoidales regulares y están caracterizados por eventos rápidos de calentamiento que ocurrieron 25 veces a lo largo del UCG (Fig. 32-A). Cada ciclo está caracterizado por una transición rápida de clima frío glacial a una fase de calentamiento (denominada evento D-O) desarrollada dentro un intervalo entre 20 y 50 años, el cual se ha estimado, en Groenlandia, como un aumento en la temperatura media de 8 a 16 °C (Huber et al., 2006; Wolff et al., 2009). Después de este calentamiento rápido, las condiciones climáticas más cálidas persistían y, dependiendo del ciclo podían durar entre cientos y miles de años. Posteriormente, ocurría una disminución lenta en la temperatura que se registra en

los valores de $\delta^{18}\text{O}$, precedía al evento D-O hasta que finalmente, las condiciones más frías (glaciales) se restablecían.

Cada ciclo D-O se compone de una fase cálida y de una fase fría; donde las fases cálidas son nombradas interestadiales de Groenlandia (IG; en español IG) mientras que las fases frías son nombradas estadiales de Groenlandia (SG; en español EG) (Wolff et al., 2009; Sanchez Goñi y Harrison, 2010) (Fig. 32-B). Generalmente, el calentamiento se llevó a cabo a lo largo de ca. 60 años, mientras que el enfriamiento podía tomar más de 2000 años (ejemplo el D-O 12) (Fig. 32-B). Sin embargo, existen ciclos D-O durante los cuales el calentamiento inicial persistió hasta 100 años, mientras que el enfriamiento ocurrió tan rápido como el calentamiento inicial (ejemplo el D-O 6) (Fig. 32-B).

La duración de cada evento DO fue variable. por ejemplo, durante el IG3 (Fig. 32-B) fue de únicamente 300 años, mientras que el IG12 fue más de 2500 años. Además, la duración de la fase fría que acompañó a cada interestadial de Groenlandia (la fase estadal; EG) también fue variable, de cientos a miles de años, y es notable que dos periodos alrededor de ~60-70 ka y ~25-15 ka (la mayor parte del MIS 4 y del MIS 2) la actividad D-O fue menor (Wolff *et al.*, 2009) (Fig. 32-B).

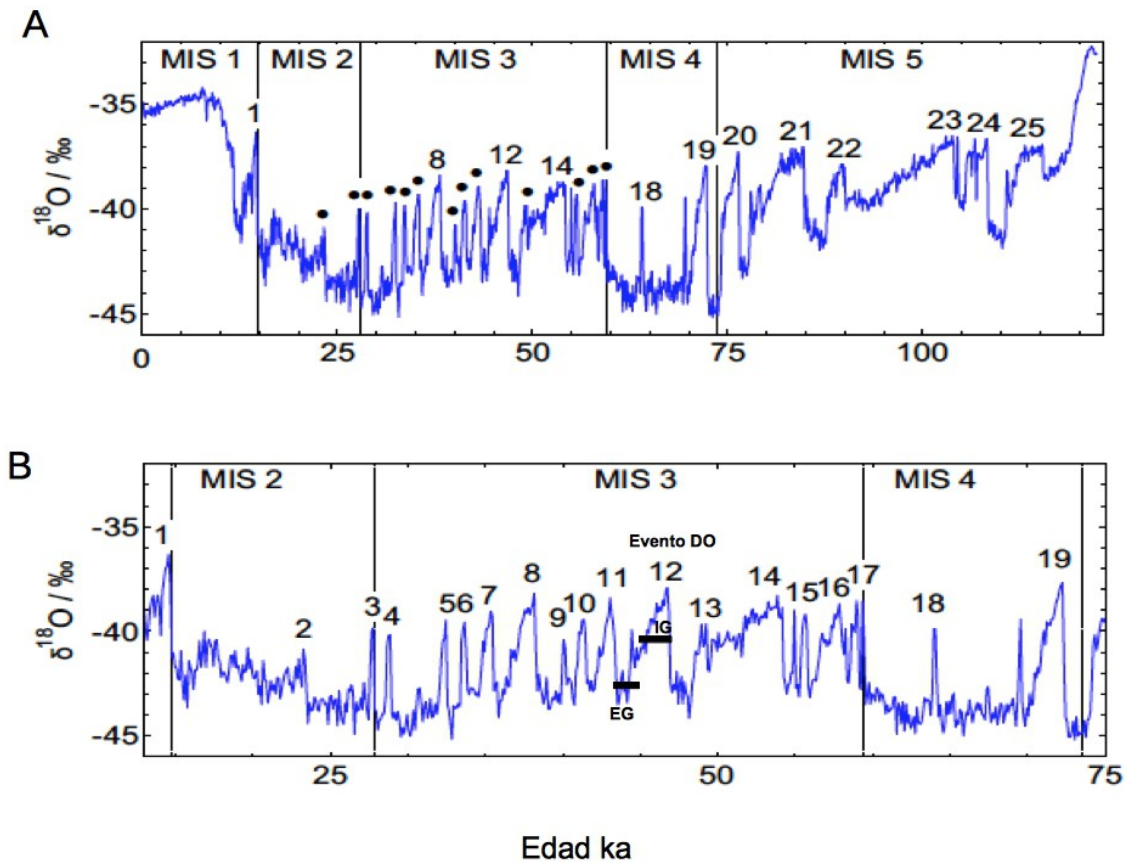


Figura 32. Eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) en el núcleo de hielo NGRIP (Groenlandia). A). Señala los eventos D-O desde 123 ka hasta el presente mientras que b) señala los eventos D-O del MIS 4 al MIS 2. Los datos isotópicos de oxígeno (North Greenland Ice Core Project Members, 2004) están suavizados en promedios de 100 años y están presentados con base en la escala de tiempo GICC05 hasta los 60 ka (Svensson *et al.*, 2008). A Partir de los 60 ka se presentan con base en la escala de edad modelada ss09sea (Johnsen *et al.*, 2001). Los números indican la notación estándar para los interestadales de Groenlandia (IG). En la grafica B) se indica un ejemplo para el DO12; donde se indica con base en Sánchez-Goñi y Harrison (2010) 1) la fase inicial del calentamiento o evento D-O; 2) el interestadal de Groenlandia (IG) que corresponde al evento DO junto con la primer fase de enfriamiento y 3) el estadal de Groenlandia (EG) que es la fase final de enfriamiento. (Modificado de Wolff *et al.*, 2009).

Eventos Heinrich (EH)

A partir de los ~60 ka, un segundo tipo de variabilidad climática apareció en el Atlántico Norte, los eventos Heinrich (EH). Capas ricas en detritos transportados por hielo interrumpieron la acumulación de sedimento oceánico, probablemente debido a las grandes descargas de hielo que fluían y se derretían en el Atlántico Norte (Heinrich, 1988; Duplessy et al., 1988; Bond et al., 1992; Broecker, 1994; Bond y Lotti, 1995; Bond et al., 1997). Los eventos Heinrich ocurrieron al final de algunos de los ciclos D-O, causando un alargamiento del stadial asociado (EPICA Community Members, 2006). Su causa aún es incierta, pero su tiempo de inicio sugiere que llegaron a ser importantes una vez que la masa de hielo de Lauréntida alcanzaba un tamaño crítico. Se ha estimado que la duración de estos eventos podía ser entre 208 y 2, 280 años (Hemming, 2004). Se ha documentado que estos EH no sólo afectaron la región adyacente al Atlántico norte, sino que también lo hicieron en otras zonas y su impacto está registrado en varias secuencias marinas y continentales lacustres (Grimm et al., 2006; González et al., 2008; Hodell et al., 2008; Correa-Metrio, 2010).

6.4 Eventos Heinrich y eventos D-O en la vegetación del lago de Chalco

6.4.1 Eventos Heinrich en los sedimentos del lago de Chalco

Con el objeto de documentar la posible relación entre los eventos de variabilidad climática (ciclos D-O y eventos H) documentados para el UCG con los cambios en el registro de vegetación reportados para el lago de Chalco (~85-10.8 ka) se llevó a cabo una correlación visual-temporal con el registro de paleo-temperatura NGRIP (Svensson et al., 2008; Wolff et al., 2009). Utilizando la escala de edad para la secuencia NGRIP, conocida como GICC105 (Greenland Ice Core Chronology 2005; Svensson et al., 2005; Katrine et al., 2006; Svensson et al., 2006) es posible documentar la presencia de los EH (H1-H6) (Fig. 33) los cuales con base en el registro de vegetación (regional y local) estuvieron caracterizados por el establecimiento de bosques de coníferas (predominantemente de *Pinus*) asociados a condiciones de menor humedad. Por otra parte, en el lago se registran bajos niveles lacustres y aguas más salobres (con excepción del EH1 y EH2) donde la precipitación de carbonatos fue variable.

Al parecer los EH no tuvieron la misma intensidad; en la figura 33 podemos observar que para los EH6, EH4 y EH3 hay una mayor precipitación de carbonatos con respecto a los EH5, EH2 y EH1 aunque en todos, con excepción del EH3 se observa una tendencia a disminuir el CIT conforme sucede el evento (Fig. 33). En el EH1 y EH 2 se registran menor precipitación de carbonatos con respecto a los demás (EH3-6) y el agua del lago tiende a ser diluida; aunque la señal en la vegetación regional no es tan clara. Esto posiblemente se deba a que esta parte del registro corresponde al MIS 2 el cual es el estadio con menor resolución temporal del estudio. Además, es probable que la señal en la vegetación esté enmascarada por efecto de la actividad volcánica ampliamente registrada para este estadio isotópico y a

los eventos de sucesión asociados al régimen de fuego (ver capítulo de vegetación) llevados a cabo durante este intervalo de tiempo.

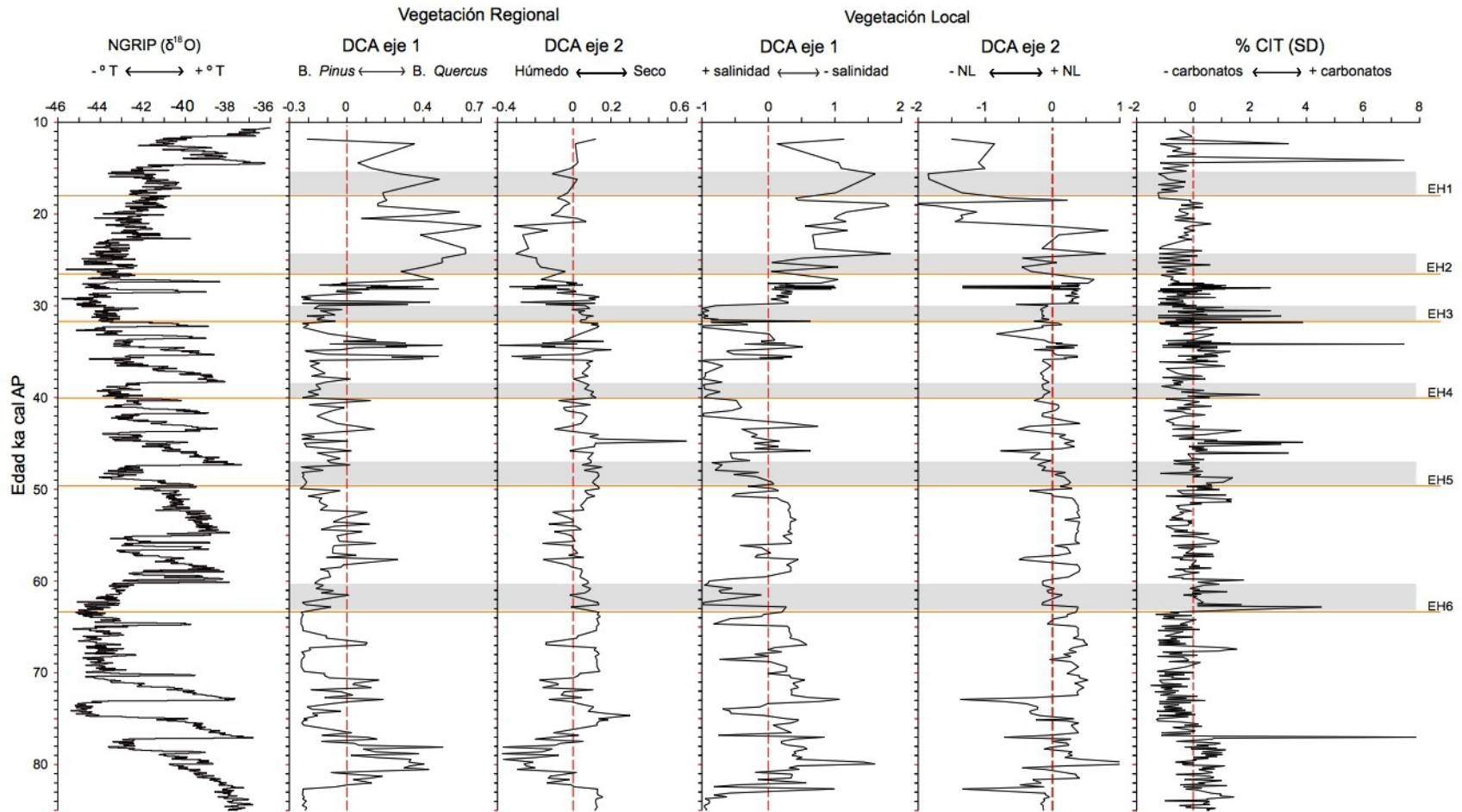


Figura 33. Eventos Heinrich en el registro sedimentario del lago de Chalco. Las líneas anaranjadas indican la edad base, de acuerdo con la escala de edad GICCI05 (Greenland Ice Core Chronology, 2005) de la secuencia NGRIP de cada uno de los EH. Los rectángulos grises indican el intervalo completo de cada EH y se señala cada uno para la vegetación (regional y local) y para el registro de CIT de lago de Chalco.

6.4.2 Evidencias de variabilidad climática a escala milenaria en los sedimentos del lago de Chalco

Con el fin de detectar ciclicidades tipo ciclos D-O, en el registro sedimentario del lago de Chalco, se llevó a cabo un análisis espectral utilizando el software MATLAB 7 (MathWorks, 2004) en las variables CHAR, CIT y COT ya que presentan una mayor resolución temporal (~120 años entre cada muestra). Los resultados del análisis espectral que se muestran en la figura 34, indican la existencia de seis periodicidades: ~236, ~362, ~494, ~603, ~905 y ~1358 años; siendo la última muy importante, ya que su duración podría estar relacionada con los ciclos D-O registrados en Groenlandia.

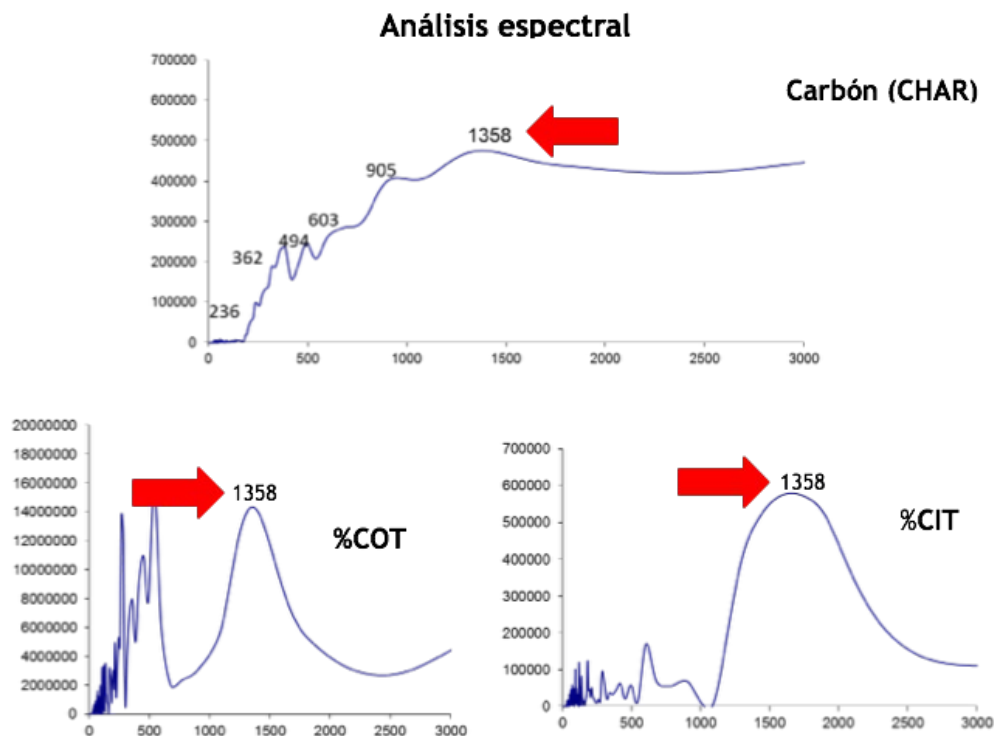


Figura 34. Resultados del análisis espectral de los sedimentos del lago de Chalco. Se indican los ciclos resultantes: ~236, ~362, ~494, ~603, ~905 y ~1358 años en CHAR, CIT y COT. Éste último presenta una duración similar a las oscilaciones climáticas a escala milenaria (ciclos D-O) (~1500 años de duración) reportadas para el hielo de Groenlandia y para los sedimentos del Atlántico Norte durante el último ciclo glacial (UCG).

6.4.3 Eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) en los sedimentos del lago de Chalco

Al correlacionar diferentes registros de cambio climático siempre nos enfrentamos al problema de las cronologías. En este caso es difícil empatar el registro de hielo NGRIP, el cual tiene una cronología anual, con el registro de vegetación del lago de Chalco, con una resolución temporal de ~240 años entre cada muestra y con los registros de carbono y CHAR (~120 años entre cada muestra). Además, de presentar diferente resolución no son registros con tasa de sedimentación homogénea sino que varía en el tiempo y, en el caso del registro de Chalco es posible que la correlación entre los núcleos sedimentarios obtenidos aumente el error al correlacionar con el registro de hielo. Por estas razones, hablar netamente de ciclos D-O es prácticamente imposible; sin embargo, sí es posible buscar señales mayores como lo son los eventos de calentamiento abrupto denominados eventos D-O.

Utilizando el eje 1 del DCA regional, interpretado como el tipo de cobertura vegetal desarrollada durante el UCG, se llevó a cabo una correlación visual-temporal con las fluctuaciones en la temperatura indicadas por el registro NGRIP (Fig. 35). Al parecer, el incremento en los bosques mixtos, predominantemente *Quercus* y valores positivos en el Eje 1 en el lago de Chalco, correlacionan con algunos de los eventos D-O documentados en Groenlandia. Fue posible identificar 17 de los 25 eventos D-O que se tienen documentados para el UCG (los eventos 20, 19, 17, 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4 y 3). Esta señal se observa mejor durante los eventos D-O 20, 19, 15, 14, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, y 3 (Fig. 35) y con base en los valores del eje 1 fueron muy variables en cuanto a las concentraciones de *Quercus*.

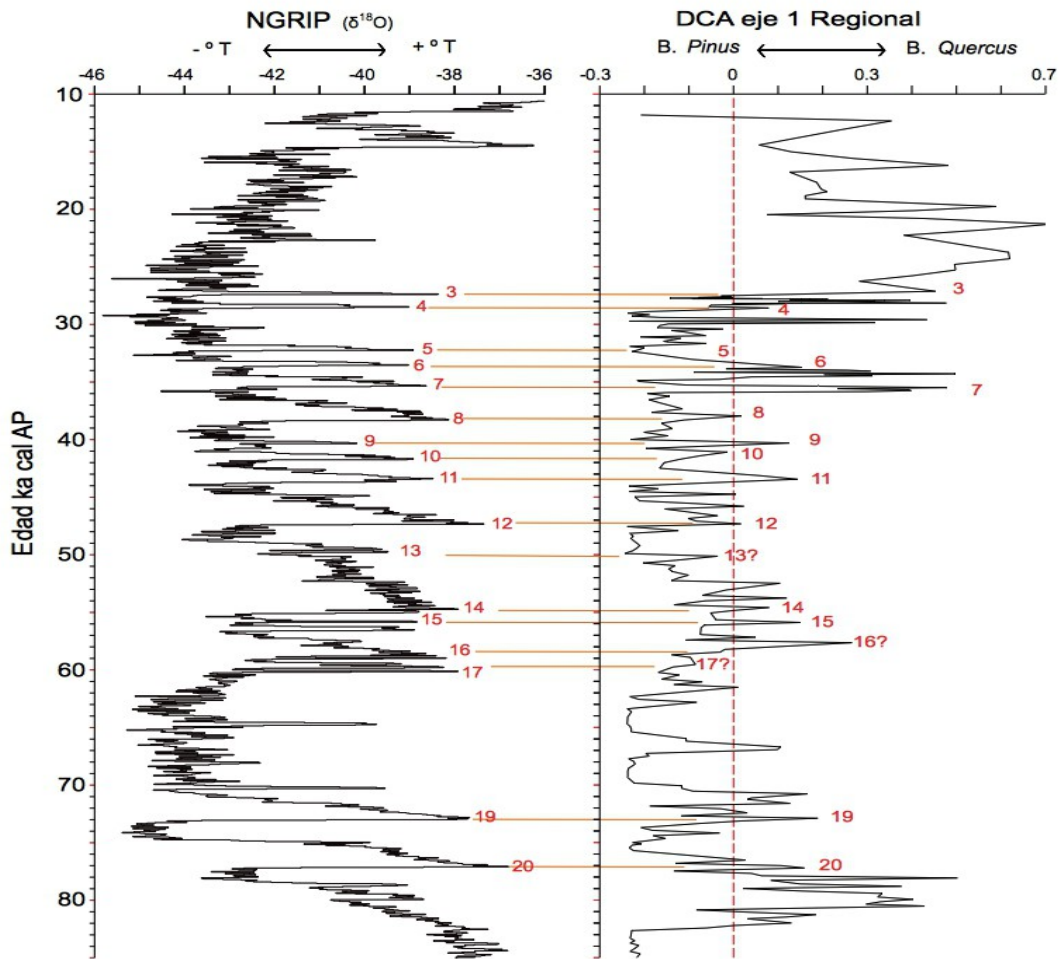


Figura 35. Eventos Dansgaard-Oeschger (eventos D-O) identificados para la vegetación del lago de Chalco para el UCG (~85-10.8 ka). Se ilustra el eje 1 del DCA regional (tipo de cobertura vegetal expresado en valores de desviación estándar) y la relación $\delta^{18}O$ de la secuencia de hielo NGRIP (Svensson et al., 2008; Wolf et al., 2009). Al parecer el incremento en los bosques dominados por *Quercus* (valores positivos en el eje 1) correlacionan con algunos de los eventos D-O documentados en Groenlandia. Los eventos D-O están representados con números rojos para los dos registros.

Es importante mencionar que cada evento D-O estuvo asociado con una fase de calentamiento (fase interestadial o interestadial de Groenlandia), seguida de una fase de enfriamiento (fase estadal o estadal de Groenlandia) ambos constituyen un ciclo D-O. Se ha establecido que el desarrollo de los ciclos D-O varió en función de la intensidad del ciclo glacial (Bond et al., 1999; Labeyrie, 2000; Paillard, 2001; Schmittner et al., 2002). De tal manera, que los ciclos D-O con largos interestadiales ocurrieron cuando los volúmenes de hielo fueron relativamente pequeños como para el final del MIS 5 y principios del MIS 3, mientras que los ciclos D-O con estadales prolongados dominaron cuando el volumen de hielo fue mayor durante el MIS 4 y y el MIS 2. Por otro lado, los ciclos D-O mejor desarrollados se llevaron a cabo durante la mitad y el final del MIS 3, cuando el volumen de hielo fue intermedio. De esta forma, durante el MIS 3 los ciclos D-O constituyeron una amplificación del ciclo de 1500 años (Bond *et al.*, 1999) y es el estadio donde se tiene una mayor cantidad de ciclos.

Para el lago de Chalco, es difícil diferenciar entre interestadales pequeños asociados a los eventos D-O durante el MIS 5a y principios del MIS 3 o bien, estadales prolongados relacionados a los eventos D-O durante el MIS 4 y y el MIS 2. No obstante, tanto el registro de vegetación (ver eje 1 del DCA regional) como el registro geoquímico (principalmente las variaciones en el CIT; ejemplos ver figuras sequia y salinidad, figuras 30 y 31) indican una mayor variación en los datos durante el MIS 3 (~59-28 ka) que es el estadio isotópico con mayor número de ciclos D-O documentados y mejor desarrollados (Bond et al., 1999). En la figura 36 se muestra la sección correspondiente al MIS 3 (~59-28 ka) del lago de Chalco; con base en el registro de contenido de CIT relacionado con una mayor o menor evaporación de

la columna de agua y el registro de cobertura vegetal reconstruido a partir del eje 1 del DCA regional.

Con base en los datos que se presentan en la figura 36 se documenta que durante el MIS 3, las fases interestadiales asociadas a los eventos D-O registrados en el hielo de Groenlandia, estuvieron caracterizados en el lago de Chalco, por el incremento en los bosques predominantemente de *Quercus* así como por una mayor evaporación ($>$ CIT), mientras que los estadiales asociados a dichos eventos D-O, se caracterizaron por el incremento en los bosques de coníferas, predominantemente de *Pinus*, y condiciones de menor evaporación ($<$ CIT).

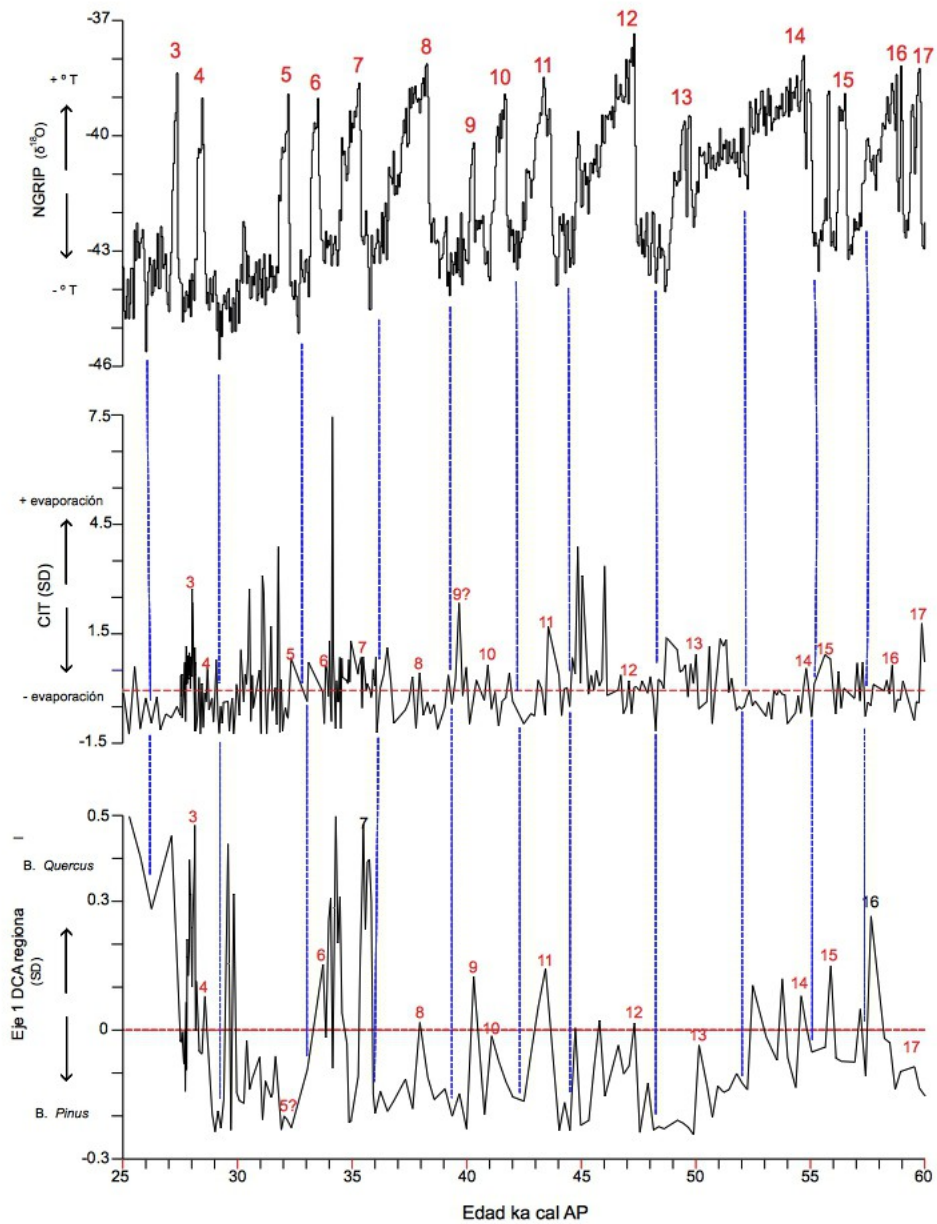


Figura 36. MIS 3 (~59-28 ka) de los sedimentos del lago de Chalco. Se ilustra el contenido de CIT (precipitación de carbonatos relacionada con condiciones de mayor evaporación) y el registro de cobertura vegetal (eje 1 del DCA regional). Se observa durante el MIS 3 un incremento en los bosques predominantemente de *Quercus* y una mayor evaporación (mayor precipitación de carbonatos) los cuales correlacionan con los eventos D-O 17-3 característicos del MIS 3 de Groenlandia.

6.5 Forzamientos y tendencias climáticas regionales

Los registros de vegetación regional y local; CHAR, contenido CT, COT y CIT y la relación C/N) expuestos en este trabajo, documentan que la cuenca del lago de Chalco fue sensible ante las fluctuaciones climáticas desarrolladas durante el UCG. Con base en los proxies paleo-climáticos analizados en este trabajo, la respuesta que se registra en la cuenca, estuvo relacionada más con las fluctuaciones en la temperatura, que con cambios en la precipitación. El registro del contenido de CIT que refleja la abundancia de carbonatos autógenos precipitados durante periodos de mayor temperatura y mayor salinidad constituye un registro de los episodios de sequía desarrollados durante el UCG. La correlación positiva que muestra el CIT con las variaciones orbitales de la insolación de primavera sugiere que durante el Pleistoceno tardío el régimen de sequías en la cuenca de México, y posiblemente en la región del centro de México, estuvo controlado por la insolación de primavera de manera similar a como lo hace en la actualidad.

Los episodios de sequía documentados para el UCG en la cuenca del lago de Chalco, fueron coincidentes con: a) la mayor parte de los picos de carbón asociados a fuego, b) los procesos de sucesión de los bosques (indicado por el incremento en CHAR, polen de herbáceas, *Quercus* y *Alnus*), c) una disminución en el nivel lacustre ligada a un incremento en la concentración de Texcocana (mayor salinidad); y d) florecimiento de la asociación de algas indicadoras de eutroficación.

Al comparar los eventos de sequía reconstruidos y los episodios de incendio asociados para la cuenca del lago de Chalco durante el UCG (ver capítulo de episodios de

incendios), con algunos de los registros de variabilidad climática en la zona neotropical, se observa que hay similitud entre el registro de sequía de Chalco (expresado como el contenido de CIT) y el registro de la cuenca del Cariaco, se concluye que la similitud podría estar relacionada con la migración estacional de la ZCIT, la cual probablemente jugó un papel importante en la modulación de la disponibilidad de humedad en el centro de México y en el desarrollo de episodios de incendios asociados. Sin embargo, la respuesta, por parte de la vegetación ante las fluctuaciones de humedad durante el UCG en la cuenca del lago de Chalco, no es tan evidente como lo es ante la variación en la temperatura, marcada por las variaciones en la insolación de primavera, mismo que se observa en la clara separación en el eje 1 del DCA regional donde los elementos de bosque de coníferas se separan muy bien del resto de polen identificado. Además, a una escala milenaria, por ejemplo durante el MIS 3 (Fig. 36), observamos que una mayor precipitación de carbonatos correlacionan con la parte interestadial asociada a los eventos D-O de Groenlandia, documentando así que los cambios en la temperatura global del UCG fueron importantes controladores en las condiciones climáticas de la región de la cuenca de México y posiblemente del centro de México.

A la fecha existen pocos registros que documenten la presencia de las fases interestadiales-estadales asociados a los eventos D-O de Groenlandia y del Atlántico Norte durante el último glacial. A pesar de los pocos registros paleo-climáticos que se tienen para latitudes tropicales y subtropicales, recientemente, estudios llevados a cabo en los lagos de Tulane, Florida (Grimm et al., 2006) y Petén Itzá, Guatemala (Hodell et al., 2008; Correa-Metrio, 2010; Correa-Metrio et al., 2012) han señalado la presencia de periodos interestadiales-estadales que caracterizaron el UCG. Grimm et al. (2006) reportan para el lago Tulane en Florida, fases interestadiales secas (asociadas a fases arbustivas de

Quercus) y fases estadiales húmedas (asociadas a fases de *Pinus*) en los últimos 60 ka. Mientras que en el lago de Petén Itzá, al norte de Guatemala, Hodell et al. (2008) registran para la última parte del MIS 3 (48-23 ka) condiciones estadiales secas y condiciones interestadiales húmedas marcadas por una alternancia en los sedimentos de depósitos de yeso-arcilla. Condiciones similares para la misma cuenca son reportadas por Correa-Metrio (2010) para los últimos 85 ka indicando la presencia de interestadiales húmedos caracterizados por bosques templados méxicos y estadiales menos húmedos representados por asociaciones de vegetación más estacional con excepción del UMG. Asimismo, esta misma señal es reportada más al sur, para la cuenca marina del Cariaco, Venezuela donde el depósito alterno de capas de sedimento oscuro/claro y su correlación temporal con el registro de hielo de Groenlandia, ha sido interpretado como el desarrollo condiciones interestadiales húmedas y estadiales secas para dicha región (Peterson *et al.*, 2000; Peterson y Haug, 2006).

Para el lago de Chalco, ha sido difícil diferenciar y establecer un patrón único para las condiciones climáticas representativas para las fases interestadiales (húmedas o secas) o fases estadiales (húmedas o secas) para los eventos D-O identificados. A pesar de que se documenta que durante el MIS 3 el incremento en el contenido de CIT correlacionan con los eventos D-O de Groenlandia, el contenido CIT es muy variable para los eventos D-O dentro del MIS 3 así como para los eventos D-O identificados para el resto de la secuencia sedimentaria, y también lo es para las fases estadiales identificadas así como en los eventos Heinrich.

Además, es importante señalar que el registro de vegetación regional no presenta un

elemento único que nos permita definir humedad. A pesar de que *Quercus* indica estar asociado con elementos de vegetación mesófila (como se observa en el DCA regional), no todas las variaciones de este taxón, en el registro sedimentario de Chalco, parecen haber estado relacionadas con cambio en la humedad. En la actualidad, los bosques de *Quercus* en México, se localizan en regiones que no superan los 3000 msnm y pueden estar distribuidos en climas cálidos o templados húmedos a secos (Rzedowski, 1981). Actualmente, en la región del lago de Chalco, este tipo de bosques se encuentran distribuidos en la mitad sur, sin embargo, este elemento también puede formar parte de asociaciones vegetales con elementos propios de los bosques mesófilos sobre barrancas húmedas situadas al sureste y sur de la cuenca (Cruz-Cisneros, 1969). No obstante, el registro de vegetación para el UCG del lago de Chalco señala que *Quercus* fue un elemento que estuvo relacionado con los procesos de sucesión de los bosques de pino por lo cual un incremento en los bosques de *Quercus* durante el UCG, no es suficiente para concluir que dicho taxón haya estado relacionado únicamente a un incremento en las condiciones de humedad.

Al comparar las variaciones del contenido de CIT con el registro de hielo NGRIP (Svensson et al., 2008; Wolff et al., 2009) se observa que el registro de CIT fue muy variable tanto en las fases interstadiales como en las fases estadales asociadas a los eventos D-O documentados para Groenlandia; lo cual indica, que tanto la evaporación como precipitación, en estas fases, también lo fue. Con el objeto de identificar un posible forzamiento que haya estado regulando estos cambios recurrentes en la evaporación del lago de Chalco durante el UCG, se hace una comparación del registro de CIT para los últimos ~85 ka (Figs. 37 y 38) con los registros de precipitación, con base en el $\delta^{18}\text{O}$, para los espeleotemas de las cuevas

de Fort Station, Nuevo México (Asmerom et al., 2010), y la cueva Terciopelo, Costa Rica (Lachniet et al., 2009) así como con el registro del análisis de la reflectancia al color de los sedimentos de la cuenca del Cariaco, Venezuela (Peterson et al., 2000).

De manera general, Asmerom et al. (2010), con base en la medición de la relación de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita de un espeleotema de la cueva Fort Station, reporta para el intervalo de 56 a 11 ka la presencia de periodos secos (excursiones hacia valores más positivos en la relación $\delta^{18}\text{O}$ indicativos de una menor precipitación) que correlacionan con las fases interestadiales de Groenlandia y periodos húmedos (excursiones hacia valores más negativos en la relación $\delta^{18}\text{O}$ indicativos de una mayor precipitación) que correlacionan con las fases estadiales de Groenlandia (Figs. 37 y 38). Dichos autores, atribuyen que estas excursiones de calentamiento y enfriamiento en el hemisferio norte ocasionaron un desplazamiento latitudinal concurrente tanto de la ZCIT como de la corriente en chorro polar (en inglés conocida como la "*Polar Jet Stream*") sobre el océano Pacífico. De manera que durante los periodos de enfriamiento (estadiales de Groenlandia) incrementaba la precipitación invernal en el suroeste de E. U. debido al desplazamiento hacia el sur de la corriente en chorro mientras que durante los periodos de calentamiento (interestadiales de Groenlandia) la precipitación era menor debido al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT.

Por otro lado, Lachniet et al. (2009) con base en la medición de la relación de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita de espeleotemas de la cueva Terciopelo documentan periodos húmedos (mayor precipitación relacionados con una tendencia hacia valores más negativos en la relación

$\delta^{18}\text{O}$) correlacionados con las fases interestadiales de Groenlandia y periodos secos (menor precipitación indicada por la tendencia hacia valores más positivos en la relación de $\delta^{18}\text{O}$) correlacionados con las fases estadiales de Groenlandia (Figs. 37 y 38); los cuales son atribuidos a las variaciones en la temperatura superficial oceánica (Atlántico norte y Pacífico) relacionadas con el movimiento estacional de la ZCIT durante el UCG.

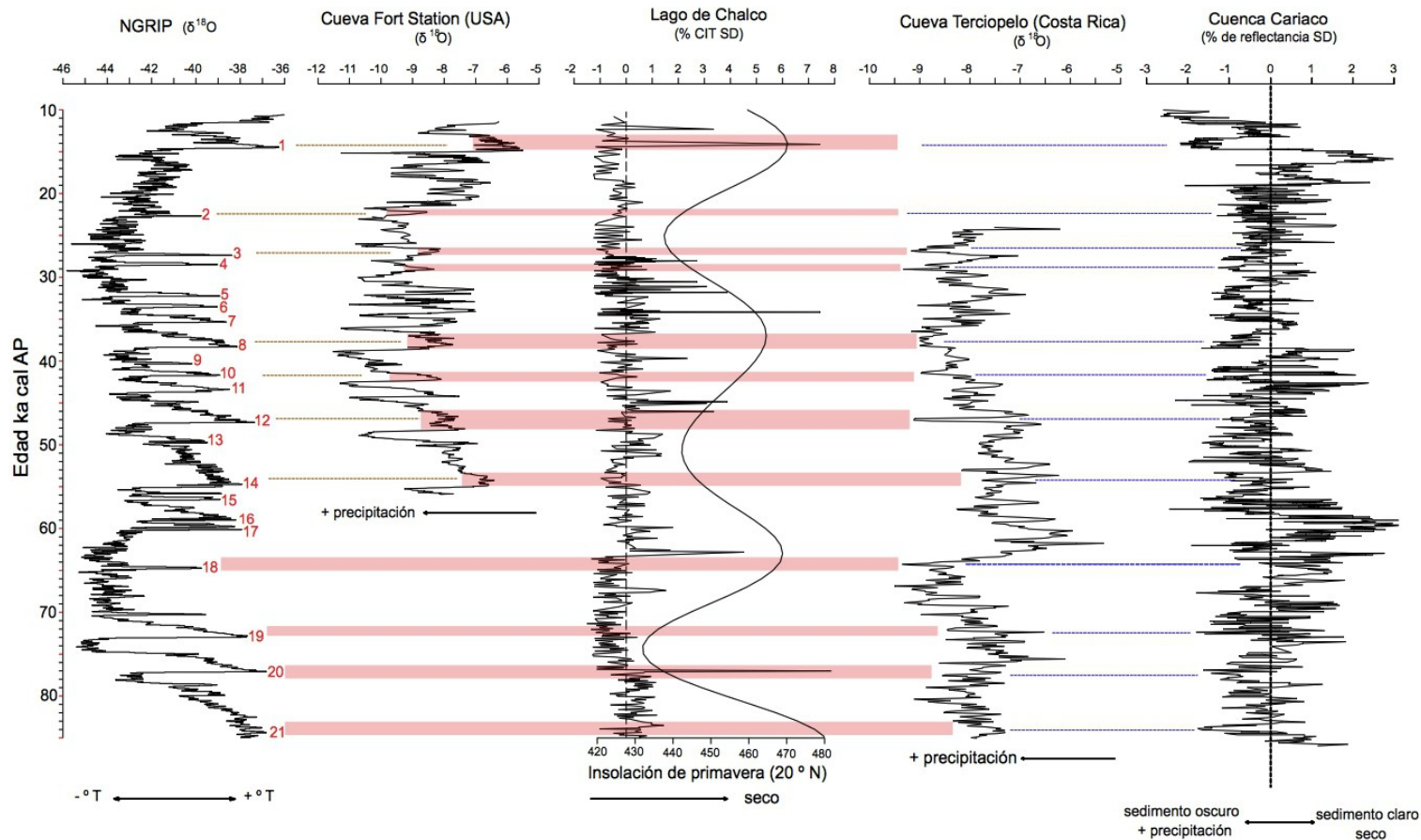


Figura 37. Interestadales asociados a los Eventos D-O durante el UCG (~85-10.8 ka) en el lago de Chalco (CIT) y su correlación con los registros NGRIP, los epeleotemas de las cuevas Fort Station (Nuevo México), Terciopelo (Costa Rica) y el registro sedimentario de la cuenca marina el Cariaco (Venezuela). Los números rojos indican los eventos D-O identificados en Groenlandia. Los rectángulos rojos señalan fases interestadales asociados estos eventos D-O. Los D-O identificados en Chalco correlacionan con excursiones en el $\delta^{18}\text{O}$ interpretadas como periodos de menor precipitación (valores más positivos) (líneas café) en el registro de Fort Station, mientras que con el registro de la cueva de Terciopelo correlacionan con excursiones en el $\delta^{18}\text{O}$ interpretadas como periodos de mayor precipitación (valores más negativos) (líneas azules) y con periodos marcados por una tendencia a dominar el depósito de sedimentos oscuros (mayor precipitación) en la cuenca del Cariaco (Venezuela)

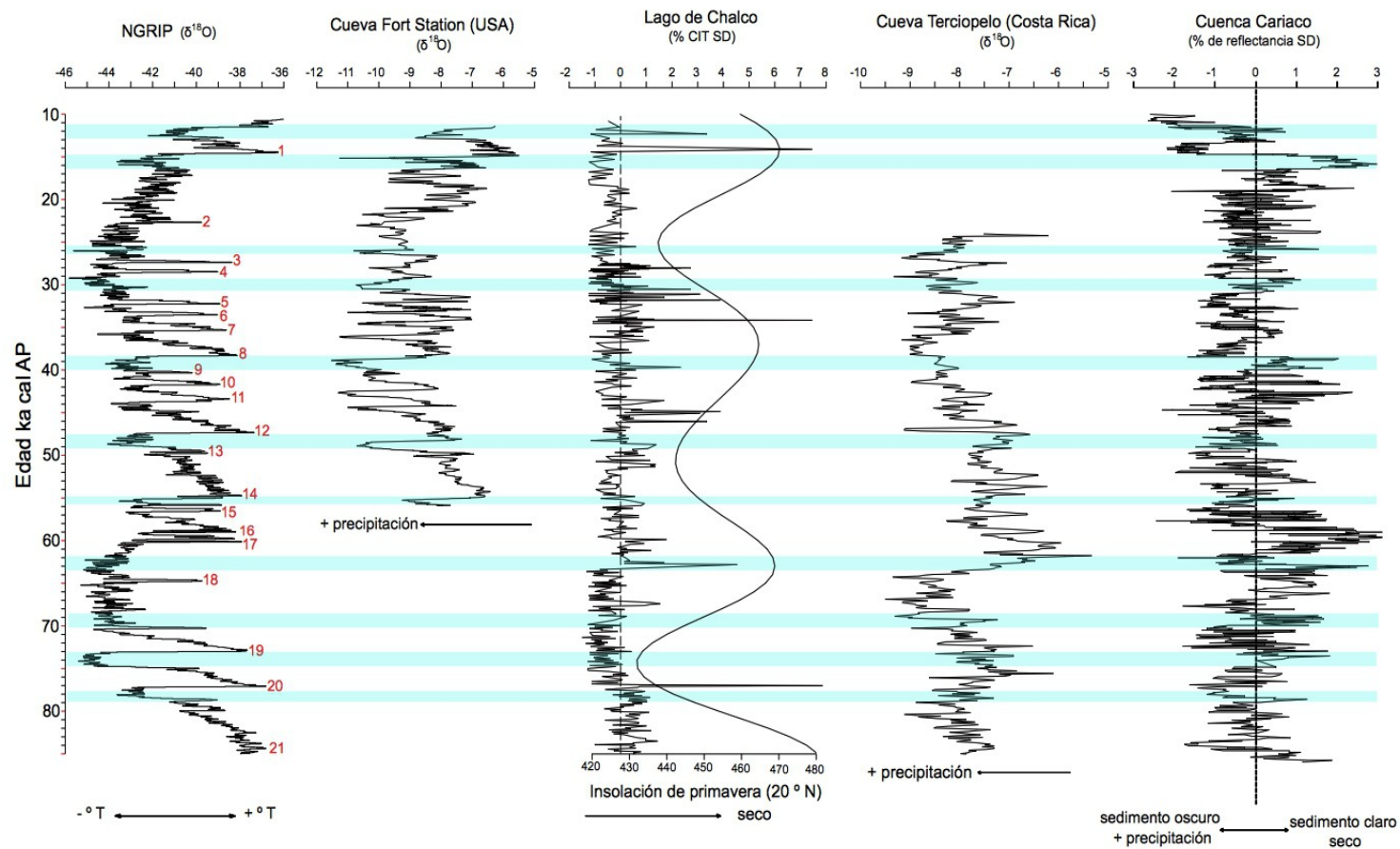


Figura 38. Estadales asociados a los Eventos D-O durante el UCG (~85-10.8 ka) en el lago de Chalco (CIT) y su correlación con los registros NGRIP, los epeleotemas de las cuevas Fort Station (Nuevo México), Terciopelo (Costa Rica) y el registro sedimentario de la cuenca marina el Cariaco (Venezuela). Los números rojos indican los eventos D-O identificados en Groenlandia. Los rectángulos azules señalan fases estadales asociados a estos eventos D-O. Las fases estadales identificadas en Chalco correlacionan con excursiones en el $\delta^{18}O$ interpretadas como periodos de mayor precipitación (valores más negativos) en el registro de Fort Station, mientras que con el registro de la cueva de Terciopelo correlacionan con excursiones en el $\delta^{18}O$ interpretadas como periodos de menor precipitación (valores más positivos) y con periodos marcados por una tendencia a dominar el depósito de sedimentos claros (menor precipitación) en la cuenca del Cariaco (Venezuela)

Al hacer una correlación visual-temporall del registro de CIT del lago de Chalco (Figs. 37 y 38) con los registros de las cuevas For Sation y Terciopelo, observamos que los eventos D-O identificados (y posiblemente la fases interestadiales asociadas a estos eventos) en el registro de Chalco, correlacionan con excursiones en el $\delta^{18}\text{O}$ interpretadas como periodos de menor precipitación (valores más positivos) en el registro de Fort Station, mientras que con el registro de la cueva de Terciopelo correlacionan con con excursiones en el $\delta^{18}\text{O}$ interpretadas como periodos de mayor precipitación (valores más negativos) (Fig. 37). Asimismo, integrando el registro del análisis de la reflectancia al color de los sedimentos de la cuenca del Cariaco (Peterson et al., 2000) se observa que periodos con una tendencia a dominar el depósito de sedimentos oscuros (mayor precipitación) correlacionan con las fases interestadiales húmedas reportadas para la cueva Terciopelo.

Por otro lado, las fases estadiales del lago de Chalco (Fig. 38) correlacionan con excursiones en el $\delta^{18}\text{O}$ interpretadas como periodos de mayor precipitación (valores más negativos) para la cueva Fort Station, mientras que en la cueva de Terciopelo se observan periodos de menor precipitación (valores más positivos) y en el Cariaco se registra una tendencia a presentarse un menor depósito de sedimentos claros indicadora de condiciones de menor humedad.

De esta manera, a pesar de la dificultad del modelo de edad de la secuencia de Chalco, a partir de la comparación con otros registros de alta resolución como son los espeleotemas de las cuevas Fort Sation y Terciopelo y el registro sedimentario del la cuenca del Cariaco, se observa que el registro del lago de Chalco indica una mayor similitud con los

registros de Costa Rica y Venezuela que con el de Estados Unidos, y, a pesar de que el CIT fue muy variable dentro de los eventos D-O y las fases estadiales (ejemplo EHs), con base en la similitud entre estos registros, se plantea que las fases interestadiales-estadiales en Chalco hayan funcionado de manera similar a la de localidades de latitudes más sureñas como los son Costa Rica y Venezuela que con respecto al norte (Estados Unidos).

Una de las hipótesis que se tienen para explicar el desarrollo de las oscilaciones climáticas (ciclos D-O y eventos H) desarrolladas durante el UCG corresponde a los cambios en el tamaño de los mantos de hielo continental en el hemisferio norte (Dokken y Jansen, 1999; Clark y Mix, 2002; Clark et al., 2002; Schmittner et al., 2002), los cuales pudieron provocar variaciones en la circulación atmosférica-oceánica; especialmente en el Atlántico norte, de manera que posibles acumulaciones y fusiones sucesivas de los mantos de hielo pudieron producir cambios en la salinidad de las aguas del Atlántico norte afectando los sistema de circulación termohalino y el sistema de circulación meridional del Atlántico (AMOC).

Clark et al. (2002) argumenta que las posibles acumulaciones y fusiones sucesivas de los mantos de hielo pudieron producir cambios en la salinidad de las aguas del Atlántico Norte, lo que a su vez, terminaría afectando al sistema de corriente termohalina. Sugiere que una de las mayores influencias sobre la circulación oceánica provocadas por los eventos H era el cambio en la salinidad de la superficie oceánica debido a que las múltiples descargas de icebergs, causando en principio, una disminución de la circulación termohalina debido a que el deshielo masivo de estos icebergs, diluía la salinidad de la superficie oceánica, disminuyendo su densidad en el agua superficial. De esta forma, el hundimiento del agua en

los mares nórdicos se debilitaba y con una circulación termohalina debilitada, la corriente del Golfo se debilitaba; su influencia no llegaba a las latitudes altas. Por otro lado, al final de estos eventos, la descarga de hielo disminuía y en consecuencia, aumentaba nuevamente la salinidad del Atlántico norte activando la rapidez de la circulación termohalina produciendo un incremento abrupto en las temperaturas.

Dada la similitud entre los registros de Chalco, Costa Rica y Venezuela, los forzamientos climáticos que regularon los cambios ambientales y los cambios en la vegetación en la región del lago de Chalco, durante el UCG, posiblemente haya sido una combinación de las variaciones de la posición media de la ZCIT, de la extensión de la AMOC y de la corriente termohalina así como los cambios en el tamaño de los mantos de hielo continental en el hemisferio norte (principalmente Lauréntida). De manera que la ZCIT pudo haber estado influenciada por una teleconexión de fenómenos climáticos tales como el crecimiento de la masa de hielo de Lauréntida o bien, por las fluctuaciones en los sistemas de circulación termohalino y el sistema de circulación meridional del Atlántico (AMOC).

Así, durante los periodos de calentamiento (interestadiales) los sistemas de circulación termohalino y la AMOC producían un aumento en las temperaturas superficiales y por consiguiente una mayor transporte de humedad, sin embargo, Chalco al ser una cuenca de gran altura (2240 msnm), la temperatura pudo haber tenido un mayor efecto sobre la cuenca, de manera que cuando se registraban temperaturas más altas, el proceso de evaporación dominaba contra la precipitación. Además, se ha documentado, para algunos puntos de la

Sierra Nevada, que la precipitación anual puede disminuir con la altitud (Domínguez-Rodríguez y Segovia-Justicia, 1995). Esto explicaría la gran variabilidad en el contenido de CIT, tanto en las fases interestadiales como estadiales, el cual al ser comparado con la variación de la insolación de primavera (20 ° N) (~85 ka) (Figs. 37 y 38), observamos que los valores más altos en CIT (valores por encima del promedio) (mayor evaporación) son coincidentes con valores máximos en la insolación de primavera, mientras que la tendencia a disminuir (menor evaporación), generalmente son coincidentes con mínimos en la insolación de primavera.

Por otro lado, durante los periodos estadiales, con una corriente termohalina debilitada el transporte de humedad era menor; además de que la ZCIT presentaba una posición más sureña como efecto del crecimiento de la masa de hielo continental y, dependiendo de la variación en la insolación de primavera, la evaporación durante los periodos estadiales también varió. Esto se encuentra mejor representado para los EH6, EH4 y EH3 (Fig. 39) donde se registran altos valores en la concentración de carbonatos los cuales están relacionados con un máximo en la insolación de primavera mientras que durante los EH5, EH2, y EH1 el depósitos de carbonatos tiende a disminuir y ser bajo durante los EH 2 y EH1. El depósito de carbonatos estuvo influenciado por el incremento en la temperatura y con base en la estratigrafía isotópica propuesta por Martinson et al. (1987), el estadio con condiciones más frías correspondió al MIS 2 (~28-10 ka). Los EH 2 y EH1 se ubican dentro de este estadio isotópico. Las temperaturas durante el MIS 2 fueron tan bajas que la evaporación debió disminuir considerablemente ocasionando una menor precipitación de carbonatos dentro del lago (reflejado por bajo CIT durante los EH 2 y 1) y, a pesar de que el EH1 coincide con un incremento en la insolación de primavera (Fig. 39) la temperatura fue

tan baja que la precipitación de carbonatos indica haber sido menor.

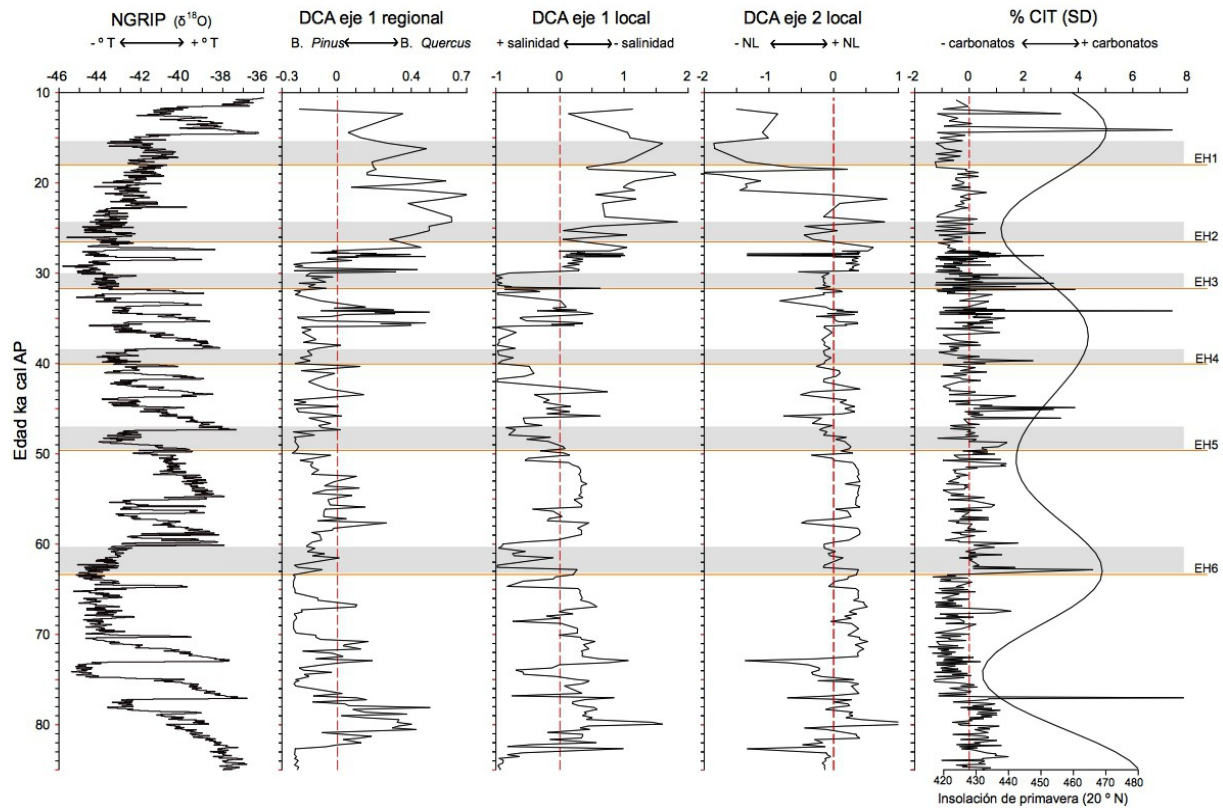


Figura 39. Comparación de los EH identificados en el lago de Chalco con el registro de CIT y con las variaciones en la insolación de primavera (20° N) para el UCG (~85-10.8 ka). Se observa que durante EH 6, EH 4 y EH 3 existe una alta concentración de carbonatos la cual correlaciona con una máxima de insolación de primavera mientras que durante los EH5, EH2 el depósito de carbonato tiende a disminuir y son coincidentes con mínimos en la insolación de primavera. Aunque EH1 indica bajo depósito de carbonatos (valores por debajo del promedio) este evento coincide con un máximo en la insolación parecido a los EH 6, 4 y 3.

Finalmente, es importante señalar que los eventos H en general, caracterizados en el lago de Chalco por una tendencia a presentar incremento en el bosque de *Pinus*, bajos niveles lacustres (con salinidad variable dependiendo de la precipitación de carbonatos controlada por la variación en la insolación de primavera) son coincidentes (con excepción del UMG) con los eventos H reportados por Correa-Metrio (2010) para el lago de Petén Itzá (Guatemala) donde son caracterizados por condiciones de extrema sequía y se documentan comunidades vegetales que oscilaron entre bosques xerófilos y bosques espinosos.

El estudio presentado en este trabajo indica que la cuenca del lago de Chalco fue sensible antes las oscilaciones climáticas (ciclos D-O y eventos H) desarrolladas durante el UCG. A partir del análisis de los 4 proxys o indicadores de cambio climático (polen y palinomorfos lacustres, partículas de carbón, CT, CIT, COT y C/N) ha sido posible documentar la respuesta del lago y de las comunidades vegetales de la cuenca a la variabilidad climática expresada a través de cambios en la posición promedio de la ZCIT, el impacto de la AMOC y cambios en el tamaño de los mantos de hielo. Además, la influencia de posibles forzamientos locales, tales como el nivel altitudinal de la cuenca, la variación en la insolación de primavera y la actividad volcánica parecen haber tenido un gran impacto sobre el registro paleo-climático del lago de Chalco.

Capítulo VII

CONCLUSIONES GENERALES

1. Los datos palinológicos (vegetación regional y local), geoquímicos (CT, CIT, COT y relación C/N), así como el registro de la acumulación de partículas de carbón (CHAR) presentados en este trabajo indican que el lago de Chalco fue sensible a las variaciones en la temperatura y en la humedad desarrolladas durante el UCG, tales variaciones provocaron cambios en el tipo de cobertura vegetal, en los niveles lacustres del lago así como en la salinidad y en el grado de eutroficación de éste.

2. La respuesta ante las variaciones en la temperatura en el lago de Chalco estuvo caracterizada principalmente por cambios en el tipo de cobertura vegetal, con dos fases predominantes, bosques de coníferas y bosques de *Quercus* con otros taxa mesofíticos. De tal manera, que cuando se registran disminuciones en la temperatura, los bosques de coníferas, predominantemente *Pinus*, se expandían, mientras que con un aumento en ésta, el bosque de coníferas se retraía y se expandían bosques más diversos constituidos principalmente por *Quercus* y en menor proporción por elementos de vegetación mesófila.

3. La respuesta ante las variaciones en la precipitación estuvo caracterizada principalmente por diferentes eventos de aumento y disminución en el nivel lacustre. Se documenta que durante los eventos de nivel lacustre reducido, la comunidad de plantas hidrófitas, dominada por *Cyperaceae* y *Typha*, se expandía, mientras que en el lago se registran condiciones de eutroficación dadas principalmente por el florecimiento de *Spirogyra*, *Coelastrum* y *Debarya*.

Por otro lado, durante las etapas de aumento en el nivel lacustre las plantas hidrófitas reducen su expansión y en el lago se registra *Botryococcus*.

4. El registro de las estructuras de resistencia referidas como Texcocana, abundante durante los estadios MIS 5a a MIS 3 indican que el lago presentó diferentes etapas con aguas más salobres.

5. A partir del análisis del contenido de CIT se concluye que constituye un registro de episodios de sequía desarrollados durante el UCG en la cuenca del lago de Chalco, ya que refleja la abundancia de carbonatos autigénicos precipitados durante periodos de mayor temperatura y mayor salinidad. La correlación positiva del registro de CIT con las variaciones orbitales de la insolación de primavera sugiere que durante el Pleistoceno tardío el régimen de sequías en el sur de la cuenca de México estuvo controlado por las variaciones en este tipo de insolación. Además, los episodios de sequía identificados por medio del contenido de CIT fueron coincidentes con disminuciones en los niveles lacustres, con incremento de plantas hidrófitas, con incremento en Texcocana y con condiciones de eutroficación dentro del lago.

6. Al parecer, el desarrollo de diferentes episodios de incendio fue el principal factor regulador en la estructuración y en la configuración de las comunidades vegetales desarrolladas en la cuenca del lago de Chalco durante el UCG. La mayor parte de los episodios de incendio asociados al clima fueron coincidentes con los diferentes eventos de sucesión secundaria, en donde las plantas herbáceas, *Quercus* y *Alnus* fueron elementos importantes en la regeneración de bosques de pino. Por otro lado, la documentación de episodios de incendio

asociados a la actividad volcánica, indica que el vulcanismo también fue un posible factor regulador de la vegetación en el lago de Chalco. La abundancia de polen de *Buddleia* durante el MIS 2, constituye una evidencia de esto, ya que este taxón ha sido documentado en procesos de sucesión después de la actividad eruptiva de los volcanes Xitle y Parícutín. Además, cabe destacar el incremento y la abundancia de polen de *Alnus* entre ~27 y ~25 ka posterior al depósito de la GCB.

7. Fue posible identificar los dos tipos de oscilaciones climáticas (Eventos H y Eventos D-O) características del UCG. Para los eventos H se documenta, en general, bosques de pino, y bajos niveles lacustres con salinidad variable. Estos eventos fueron coincidentes con las condiciones paleo-ambientales documentadas para los EH, exceptuando el UMG, reportados para el lago de Petén Itzá (Correa-Metrio, 2010) representados por condiciones de extrema sequía donde se documentan comunidades vegetales que oscilaron entre bosques xerófilos y bosques espinosos.

8. A partir del análisis espectral aplicado a las series de tiempo CHAR, CIT y COT fue posible identificar un tipo de ciclicidad con duración de ~1358 años, la cual podría estar relacionada con las oscilaciones, a escala milenaria, o ciclos D-O. Se documenta que los eventos D-O en el lago de Chalco estuvieron caracterizados principalmente por un incremento en los bosques mixtos (*Quercus* y vegetación mesófila) y para el MIS 3 se documentan altos valores en el contenido de CIT.

9. La comparación entre los registros de CIT del lago de Chalco y el registro del $\delta^{18}\text{O}$ del espeleotema de la cueva de Terciopelo, Costa Rica y con el registro sedimentario de la

cuenca del Cariaco, Venezuela, sugiere que los posibles forzamientos climáticos que regularon los cambios ambientales y los cambios en la vegetación en la región del lago de Chalco, durante el UCG, posiblemente haya sido una combinación de las variaciones de la posición media de la ZCIT, de la extensión de la AMOC y de la corriente termohalina así como los cambios en el tamaño de los mantos de hielo continental en el hemisferio norte (principalmente Lauréntida).

10. Como perspectiva a futuro sería interesante la medición de otros proxys como por ejemplo, la variación en el contenido de Ti con objeto de poder documentar cambios en el aporte detrítico pluvial del lago de Chalco y por ende, poder documentar cambios en la humedad en la región de la cuenca de México. Además, el mejoramiento del control cronológico, mediante la obtención de nuevas dataciones o bien, la obtención de próximos núcleos sedimentarios nos permitirán tener un mejor control cronológico en la identificación de eventos e incluso analizar cambios paleo-ambientales y paloe-climáticos más allá de UCG.

Apéndice I

LISTA DE ACRÓNIMOS

AMOC Circulación Meridional del Atlántico (por sus siglas en inglés Atlantic Meridional Overturning Circulation)

CHAR Tasa de acumulación de partículas de carbón (por sus siglas en inglés Charcoal accumulation rate)

Ciclo D-O ciclo Dansgaard-Oeschger

CM Cuenca de México

C/N relación carbono-nitrógeno

CIT carbono inorgánico total

CT carbono total

COT carbono orgánico total

CONISS Análisis de agrupamiento aglomerativo estratigráficamente restringido

CVC campo volcánico Chichinautzin

DCA Análisis de correspondencia sin tendencia

EH Evento Heinrich

ENSO El Niño oscilación del sur

FVTM Faja Volcánica Transmexicana

GCB Gran Ceniza Basáltica

MIS Estadio marino isotópico (por sus siglas en inglés Marine Isotope Stage)

NAM Sistema monzónico Norteamericano

NT nitrógeno total

OAN La Niña oscilación del Atlántico Norte

ODP Oscilación decenal del Pacífico

PTF Pómez Tutti Frutti

PTS Pómez Toluca Superior

SD Desviación estándar

SM Susceptibilidad magnética

UCG Último ciclo glacial

UMG Último máximo glacial

VR Coeficiente de varianza

ZCIT Zona de convergencia intertropical

REFERENCIAS

- Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., , Hans-Wolfgang, H., Huntley, B., Keller, J., ... Zolitschka, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400(6746), 740–743. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/23432>
- Alley, R.B., Marotzke, J., Nordhaus, W.D., Overpeck, J.T., Peteet, D.M., Pielke, R.A., ... Wallace, J.M. (2003). Abrupt climate change. *Science*, 299 (5615), 2005–2010. doi:10.1126/science.1081056
- Andersen, B.G., Borns, H.W. (1994). *The ice age. An introduction to Quaternary history and research with emphasis in North America and North Europe, during the last 2.5 million years*. Scandinavian, University Press.
- Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., ... White, J.W.C. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431(7005), 147–151. doi:10.1038/nature02805
- Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., ... Dahl-Jensen, D. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3246–3257. doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.002
- Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías, J.L. (2010). Dynamics of the ca. 4965 yr ¹⁴C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 212–231.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*. doi:10.1130/0016-7606(2003)115<0230:TKPEON>2.0.CO;2
- Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C. (2005). The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 125–143. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.03.010
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W. (2006). A 2.5 ka History of Dacitic Magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: Petrological, ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating, and Experimental Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 47(3), 457–479.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J. (2013a). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 774. doi:10.1007/s00445-013-0774-6
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O. (2013b). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34–49. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.09.004
- Arce, J.L., Leyer, P., Martínez, I., Salinas, J.I., Macías-Romo, M.C., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2): 123–143.

- Arnauld, C., Metcalfe, S.E., Petruquin, P. (1997). Holocene climatic change in the Zacapu lake basin, Michoacan: synthesis of results. *Quaternary International*, 43, 173–179.
- Asmerom, Y., Polyak, V.J., Burns, S.J. (2010). Variable winter moisture in the southwestern United States linked to rapid glacial climate shifts. *Nature Geoscience*, 3(2), 114–117. doi:10.1038/ngeo754
- Benaglia, T., Chauveau, D., Hunter, D.R., Young, D.S. (2009). Mixtools: An R package for analyzing finite mixture models. *Journal of Statistical Software*, 32(6), 1–29.
- Benhumea-León, M., Vázquez-Contreras, A. (1988). *Estudios geofísicos del Valle de México*. México.
- Birks, H.H. (2003). The importance of plant macrofossils in the reconstruction of Lateglacial vegetation and climate: examples from Scotland, western Norway, and Minnesota, USA. *Quaternary Science Reviews*, 22(5-7), 453–473. doi:10.1016/S0277-3791(02)00248-2
- Birks, H.J.B. (1980). The present flora and vegetation of the moraines of the Klutlan Glacier, Yukon Territory, Canada: a study in plant succession. *Quaternary Research*, 14(1), 60–86. doi:10.1016/0033-5894(80)90007-1
- Birks, H.J.B., Gordon, A. D. (1985). *Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis*. London: Academic Press (pp. 317)
- Bloomfield, K., Valastro, J.R.S. (1974). Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *GSA Bulletin*, 85(6), 901–906.
- Bloomfield, K. (1975). A late Quaternary monogenetic volcanic field in central Mexico. *Geologischen Rundschau*, 64 (1), 476-497.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., ... Johnsen, S.J. (1998). Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394(6695), 739–743. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/29447>
- Böhnel, H., Molina-Garza, R. (2002). Secular variation in Mexico during the last 40,000 years. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 133(1-4), 99–109. doi:10.1016/S0031-9201(02)00095-X
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.,... Ivy. S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the Last Glacial period. *Nature*, 360, 245–249.
- Bond, G.C., Lotti, R. (1995). Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267(5200), 1005–1010. doi:10.1126/science.267.5200.1005
- Bond, W.J., Van Wilgen, B.W. (1996). Fire and plants. In *Population and Community Biology Series 14*. London, UK: Chapman and Hall.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., ... Bonani, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278(5341), 1257–1266. doi:10.1126/science.278.5341.1257
- Bond, G. C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., Johnson, S. (1999). The North Atlantic's 1-2 Kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. In *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales* (pp. 35–58).
- Bowman, D.M.J.S., Balch, J.K., Artaxo, P., Bond, W.J., Carlson, J.M., Cochrane, M.A., ... Pyne, S.J. (2009). Fire in the Earth System. *Science*, 324(5926), 481–484. doi:10.1126/science.1163886

- Bradbury, J.P. (1971). Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from Diatoms. *Limnology and Oceanography*, 16(2), 180–200. doi:10.4319/lo.1971.16.2.0180
- Bradbury, J.P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science Reviews*, 8(1), 75–100. doi:10.1016/0277-3791(89)90022-X
- Bradbury, J.P. (1997). Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quaternary International*, 43(44), 97–110. doi:10.1016/S1040-6182(97)00025-6
- Bradbury, J.P. (2000). Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México for the past 48000 years: impacts of climate and man. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 163, 65–95.
- Broecker, W.S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372(6505), 421–424.
- Bronk-Ramsey, C. (2009). Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, 51, 337–360. doi:10.2458/azu_js_rc.v51i1.3494
- Brown, T.A., Farwell, G.W., Grootes, P.M., Schmidt, F.H. (1992). Radiocarbon AMS dating of pollen extracted from peat samples. *Radiocarbon*, 34(3), 550–556.
- Caballero-Miranda, M. (1997). The Last Glacial Maximum in the basin of Mexico : the diatombetween 34,000 and 15,000 years BP from lake Chalco. *Quaternary International*, 43/44(97), 125–136.
- Caballero, M., Ortega-Guerrero, B. (1998). Lake Levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, 79(50), 69–79.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., Macias, J.L. (1999). Environmental characteristics of lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22, 399–411.
- Caballero, M., Ortega, B., Valadez, F., Macias, L., Sugiura, Y., Metcalfe, S. (2002). Sta. Cruz Atizapán: a 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., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 1405–3322.
- Cano-Santana, Z., Meave, J. (1996). Sucesión primaria en derrames volcánicos: el caso del Xitle. *Ciencias*, 41, 58–68.
- Capra, L., Carreras, L.M., Arce, J.L. Macías, J.L. (2006). The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 year BP. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico. In *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México. Geological Society of America Special Paper*, 402, 141-159.
- Carcaillet, C., Bouvier, M., Fréchette, B., Larouche, A.C.R, Pierre, J.H. (2001). Comparison of pollen-slide and sieving methods in lacustrine charcoal analyses for local and regional fire history. *The Holocene*, 11(4), 467–476.
- Chávez, R.S., Urrutia-Fucugauchi, J. (1991). Gravity modelling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, southern basin of Mexico. In *Annual Meeting Proceedings, Street. Society of Exploration Geophysics*, 611-613.
- Chiang, J.C.H., Biasutti, M., Battisti, D.S. (2003). Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions. *Paleoceanography*, 18(4), 1–18. doi:10.1029/2003PA000916

- Clark, J.S., Royall, D. (1996). Local and regional sediment charcoal evidence for fire regimes in presettlement north-eastern North America. *Journal of Ecology*, 84, 365–382. doi:10.2307/2261199
- Clark, J.S., Tristram, H., Royall, P.D. (1996). Presenttlement analogs for Quaternary fire regimes in eastern North America. *Journal of Paleolimnology*, 16, 79–96.
- Clark, J.S., Lynch, J., Stocks, B.J., Goldammer, J.G. (1998). Relationships between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia. *The Holocene*, 8(1), 19–29.
- Clark, P.U., Mitrovica, J.X., Milne, G.A., Tamisiea, M.E. (2002). Sea-level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse IA. *Science*, 295(5564), 2438–2441. doi:10.1126/science.1068797
- Clark, P.U., Mix, A.C. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1–7. doi:10.1016/S0277-3791(01)00118-4
- Cleveland, W.S., Devlin, S.J. (1988). Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting. *Journal of the American Statistical Association*, 83(403), 596–610. doi:10.2307/2289282
- Cohen, A.S. (2003). *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, USA.
- Conedera, M., Tinner, W., Neff, C., Meurer, M., Dickens, A.F., Krebs, P. (2009). Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 555–576. doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.005
- Cornwall, I.W. (1968). Estratigrafía de los depósitos terrestres volcánicos y de los suelos entre Chalco y Puebla. *Boletín Del I. N. A. H.*, 32, 25–29.
- Correa-Metrio, A. (2010). *Climate and vegetation of Yucatan Peninsula during the late Pleistocene*. Universidad Nacional de Colombia (pp.166).
- Correa-Metrio, A., Bush, M.B., Perez, L., Schwalb, A., Cabrera, K.R. (2011). Pollen distribution along climatic and biogeographic gradients in northern Central America. *The Holocene*, 21(4), 681–692. doi:10.1177/0959683610391321
- Correa-Metrio, A., Lozano-García, S., Xelhuantzi-López, S., Sosa-Nájera, S., Metcalfe, S.E. (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. doi:10.1002/jqs.2540
- Correa-Metrio, A., Meave, J.A., Lozano-Garcia, S., Bush, M.B. (2014). Environmental determinism and neutrality in vegetation at millennial time scales. *Journal of Vegetation Science*, 25(3), 627–635. doi:10.1111/jvs.12129
- Cruz-Cisneros, R. (1969). *Contribución al conocimiento de la ecología de los pastizales en el Valle de México*. Instituto Politécnico Nacional (pp.135).
- Cserna, Z., Fuente, D.M., Palacios- Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R. (1988). Estructura geológica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín Del Instituto de Geología*, 104 (pp. 71).
- Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir, P.M., Reeh, N. (1982). A New Greenland Deep Ice Core. *Science*, 218(4579), 1273–1277. doi:10.1126/science.218.4579.1273
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Oeschger, H. (1984). North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores. *Climate Processes*

and *Climate Sensitivity*, 288–298.

- Dansgaard, W., White, J.W.C., Johnsen, S.J. (1989). The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339(6225), 532–534. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/339532a0>
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 363, 218–220.
- Davis, C.M., McNutt, S.R. (1993). Lightning associated with the 1992 eruptions of Mt. Spurr Volcano, Alaska. *EOS Trans Am Geophys Union*, 74(43), 649.
- Davis, M.B., Moeller, R.E., Ford, J. (1984). Sediment focusing and pollen influx. In J. Haworth, EY, Lund (Ed.), *Lake Sediments and Environmental History*. Minneapolis, MN: University of Minnesota Press (pp. 261–293).
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J.J., Mitre-Salazar, L.M. (1988). Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad, y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología*, UNAM, México, 104, 1-71.
- Delcourt, P.A., Delcourt, H.R. (1998). Paleoeological Insights on conservation of Biodiversity: a focus on species, ecosystems and landscapes. *Ecological Applications*, 8(4), 921–934.
- Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L.C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K.A., ... Haug, G.H. (2013). Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geosciences Letters Letters*, 6(February), 213–217. doi:10.1038/NCEO1712
- Dokken, T.M., Jansen, E. (1999). Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. *Nature*, 401(6752), 458–461. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/46753>
- Domínguez-Rodríguez, R., Segovia-Justicia, A. (1995). Aplicación del análisis de regresión al estudio de las precipitaciones de la vertientes sur de Sierra Nevada. *Baética: Estudios de Arte, Geografía E Historia*, 17, 67–98.
- Douglas, M.W., Maddox, R.A., Howard, K., Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1665:TMM>2.0.CO;2
- Droxler, A.W., Bruce, CH., Sager, W.W., Watkins, D.H. (1998). Pliocene-Pleistocene variations in aragonite content and planktonic oxygen-isotope record in Bahamian periplatform ooze. Hole 633A. In *Proceedings of the Drilling Program, Scientific Results* (pp. 221–244).
- Dumas, J.B.A. (1831). Procèdes de l'analyse organique. *Annales de Chimie et de Physique*, 249, 198–213.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N. (1988). Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3(3), 343–360.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.L., Tisnerat, N., Duplessy, J.C. (1998). Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the Last Glacial Period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography*, 13(5), 433. doi:10.1029/98PA01792
- Enciso de la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. *Revista Instituto de Geología*, 10(1), 26-36.
- Esat, T.M., Yokoyama, Y. (2006). Growth patterns of the last ice age coral terraces at Huon Peninsula. *Global*

and Planetary Change, 54(3-4), 216–224. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.06.020

- Escobar, J., Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Gilli, A., Mueller, A.D., ... Guilderson, P.T. (2012). A~ 43-ka record of paleoenvironmental change in the Central American lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods. *Quaternary Science Reviews*, 37, 92–104.
- Faegri, K., Iversen, J. (1989). *Textbook of pollen analysis*. (L. John Wiley, Sons, Ed.). Great Britain (pp. 328).
- Fisher, J.M., Frost, T.M., Ives, A.R. (2001). Compensatory dynamics in zooplankton community responses to acidification: measurement and mechanisms. *Ecological Applications*, 11(4), 1060–1072.
- Fries, C. (1956). Bosquejo Geológico de la región entre México, D.F. y Taxco Guerrero, en Congreso Geológico Internacional 20, México, D.F. Libro de las excursiones Excursión A-9 y C-12, 11.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero: región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*, UNAM, 60, 234.
- Fuentes, E.R., Espinosa, G. (1986). Resilience of central Chile shrublands: a vulcanism-related hypothesis. *Interciencia*, 11(4), 164-165.
- García-Bárcena, J. (1986). Algunos aspectos cronológicos. En: Tlapacoya: 35,000 años de historia del lago de Chalco. In *Colección Científica 115, Serie Prehistoria* (pp. 219–224). México.
- García-Mora, C. (1981). *Naturaleza y Sociedad en Chalco-Ameca (Cuatro Apuntes)*. México, Biblioteca Enciclopédica del Estado de México.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V. H., Espíndola, J.M. (2002). Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico. Geological Society of America Map and Chart Series MCH089, 1-26.
- Gavin, D.G., Hu, F. S., Lertzman, K., Corbett, P., Feng, S.H., Lertzman, K., Corbett, P. (2006). Weak climatic control of stand-scale fire history during the late Holocene. *Ecology*, 87(7), 1722–1732. doi:10.1890/0012-9658(2006)87[1722:WCCOSF]2.0.CO;2
- Gavin, D.G., Brubaker, L.B., Lertzman, K.P. (2003). An 1800-year record of the spatial and temporal distribution of fire from the west coast of Vancouver Island, Canada. *Canadian Journal of Forest Research*, 33(4), 573–586. doi:10.1139/x02-196
- Gavin, D.G., Hallett, D.J., Hu, F.S., Lertzman, K.P., Prichard, S.J., ... Peterson, D.L. (2007). Forest fire and climate change in western North America: insights from sediment charcoal records. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 5(9), 499–506.
- Giesecke, T., Fontana, S. (2008). Revisiting pollen accumulation rates from Swedish lake sediments. *The Holocene*, 18, 293–305.
- González, C., Dupont, L.M., Behling, H., Wefer, G. (2008). Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: Palynological evidence from the Cariaco Basin. *Quaternary Research*, 69(2), 217–230. doi:10.1016/j.yqres.2007.12.001
- González, C., Dupont, L.M. (2009). Tropical salt marsh succession as sea-level indicator during Heinrich events. *Quaternary Science Reviews*, 28, 939–946. doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.023
- González-Quintero, L., Fuentes-Mata, M. (1980). *El Holoceno de la porción central de la Cuenca de México. Memorias del III Colóquio sobre Paleobotánica y Palinología. Colección Científica, Serie Prehistoria*, 113-132.

- González-Torres, E.A., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Martiny, B.M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285-297.
- Grimm, E.C. (2011). Tilia software. Springfield, IL: Illionis State Museum.
- Grimm, E.C., Watts, W.A., Jacobson Jr., G.L., Hansen, B.C.S., Almquist, H.R., Dieffenbacher-Krall, A.C. (2006). Evidence for warm wet Heinrich events in Florida. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2197–2211. doi:10.1016/j.quascirev.2006.04.008
- Grootes, P.M., Stuiver, M. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10–3- to 105-year time resolution. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(12), 26455–26470. doi:10.1029/97JC00880
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552–554.
- Grousset, F.E. Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., Huon, S. (1993). Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography*, 8(2), 175–192. doi:10.1029/92PA02923
- Gunderson, L.H. (2000). Ecological Resilience in theory and applications. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 31, 425–439.
- Gunn, B.M., Mooser, F. (1970). Geochemistry of the volcanics of Central Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 34(2), 577–616.
- Gwiazda, R.H., Hemming, S.R., Broecker, W.S. (1996). Provenance of icebergs during Heinrich Event 3 and the contrast to their sources during other Heinrich episodes. *Paleoceanography*, 11(4), 371–378.
- Hansen, B.L., Langway, C.C. (1966). Deep core drilling and core analysis at Camp Century, Greenland, 1961-1966. *Antartic Journal of the US*, 207–208.
- Harrison, S.P., Sanchez-Goñi, M.F. (2010). Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2957–2980. doi:10.1016/j.quascirev.2010.07.016
- Haug, G.H., Hughen, K. A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304–1308. doi:10.1126/science.1059725
- Hayashi, R., Takahara, H., Hayashida, A., Takemura, K. (2010). Millennial-scale vegetation changes during the last 40,000yr based on a pollen record from Lake Biwa, Japan. *Quaternary Research*, 74(1), 91–99. doi:10.1016/j.yqres.2010.04.008
- Heine, K. (1984). *Climatic changes on a yearly to millennial basis: geological, historical and instrumental records*. (W. Morner, N., Karlen, Ed.). Dordrecht, Paises Bajos, Reidel (pp.95-115).
- Heine, K. (1994a). Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 1–12.
- Heine, K. (1994b). The late-glacial moraine sequences in Mexico: is the evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112(1-2), 113–123. doi:10.1016/0031-0182(94)90136-8

- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2), 142–152. doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9
- Hemming, S.R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics*, 42(2003). doi:10.1029/2003RG000128.1
- Herrera-Hernández, D. (2011). *Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío de la cuenca de Chalco*, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 88).
- Heusser, C.J.J. (1994). Paleoindians and fire during the late Quaternary in southern South America. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67(4), 435–443.
- Higgins, R.W., MoKC, Y.Y. (1998). Internal variability of the US summer precipitation regime with emphasis on the southern monsoon. *Journal of Climate*, 11, 2582–2606.
- Higuera, P.E., Brubaker, L.B., Anderson, P.M., Hu, F.S.F.S., Brown, T.A. (2009). Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs*, 79(2), 201–219. doi:10.1890/07-2019.1
- Higuera, P.E., Gavin, D.G., Bartlein, P.J., Hallett, D.J. (2010). Peak detection in sediment–charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *International Journal of Wildland Fire*, 19(8), 996. doi:10.1071/WF09134
- Higuera, P., Peters, M., Brubaker, L., Gavin, D. (2007). Understanding the origin and analysis of sediment–charcoal records with a simulation model. *Quaternary Science Reviews*, 26(13-14), 1790–1809. doi:10.1016/j.quascirev.2007.03.010
- Hill, M.O., Gauch, H.G. (1980). Detrended Correspondence Analysis: an improved ordination technique. *Vegetation*, 42, 47–58.
- Hill, R., Hutchinson, J.W. (1975). Bifurcation phenomena in the plane tension test. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 23(4-5), 239–264. doi:10.1016/0022-5096(75)90027-7
- Hodell, D.A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J.H., Gilli, A., ... Kutterolf, S. (2008). An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews*, 27(11-12), 1152–1165. doi:10.1016/j.quascirev.2008.02.008
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., ... Jouzel, J. (2006). Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 504–519. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.002
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ortega-Murillo, R. (2002). Paleoclima lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológicas*, 12, 61–78.
- Istvanovics, V., Petterson, K., Rodrigo, M.A., Pierson, D., Padis'K. J., Colom, W. (1993). *Gloeotrichia echinulata*, a colonial cyanobacterium with a unique phosphorus uptake and life strategy. *Journal of Plankton Research*, 15(5), 531–552.
- Janssen, C.R., Ijzermans-Lutgerhorst, W. (1973). A local-glacial pollen diagram from Limburg, Netherlands. *Acta Botanica Neerlandica*, 22(3), 213–220.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W., Clausen, H.B., Langway, J. C.C. (1972). Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, 235, 429–434.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., ... Steffensen, J. P.

- (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359(6393), 311–313. doi:10.1038/359311a0
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., ... Wolff, E. W. (2007). Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839), 793–796. doi:10.1126/science.1141038
- Kelly, R.F., Higuera, P.E., Barrett, C. M., Hu, F.S. (2011). A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment–charcoal records. *Quaternary Research*, 75(1), 11–17. doi:10.1016/j.yqres.2010.07.011
- Labeyrie, L. (2000). Glacial Climate Instability. *Science*, 290(5498), 1905–1907. doi:10.1126/science.290.5498.1905
- Lachniet, M.S., Johnson, L., Asmerom, Y., Burns, S.J., Polyak, V., Patterson, W.P., ... Azouz, A. (2009). Late Quaternary moisture export across Central America and to Greenland: evidence for tropical rainfall variability from Costa Rican stalagmites. *Quaternary Science Reviews*, 28(27-28), 3348–3360. doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.018
- Lamb, A.L., Gonzalez, S., Huddart, D., Metcalfe, S.E., Vane, C.H., Pike, A.W.G. (2009). Tepexpan Palaeoindian site, Basin of Mexico: multi-proxy evidence for environmental change during the late Pleistocene–late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28(19-20), 2000–2016. doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.001
- Lambert, W. (1986). Descripción preliminar de los estratos de tefra en Tlapacoya. En: Tlapacoya: 35,000 años de historia del lago de Chalco. In L. Lorenzo, J.L., Mirambel (Ed.), *Colección Científica 115, Serie Prehistoria* (pp. 77–100).
- Legendre, P., Legendre, L. (1998). *Numerical ecology*. Second english edition. Oxford, UK: Elsevier Scientific (pp.870).
- Leigh-Pierce, M. (2012). A 40,000 year geochemical record from Lake Chalco, Mexico. Tesis de Maestría. Universidad de Minnesota (p. 137).
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W., Valastro, S. (1979). Paleomagnetic record in late Pleistocene and Holocene dry lake deposits at Tlapacoya, Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 367–377.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1), n/a–n/a. doi:10.1029/2004PA001071
- Long, C.J., Whitlock, P.J., Bartlein, I.S.H., Millspaugh, H. (1998). A 9,000-year fire history from the Oregon coast range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research*, 28, 774–787.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, 40(3), 332-342.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B. (1994). Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109(2-4), 177–191. doi:10.1016/0031-0182(94)90175-9
- Lozano-García, M.S. (1996). La vegetación del Cuaternario tardío en el centro de México: registros palinológicos e implicaciones paleoclimáticas. *Boletín de La Sociedad de Botánica Mexicana*, 58, 113–

- Lozano-García, M.S., Xelhuantzi-López, M.S. (1997). Some problems in the late Quaternary pollen records of Central Mexico: Basins of Mexico and Zacapu. *Quaternary International*, 43-44, 117–123. doi:10.1016/S1040-6182(97)00027-X
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico ; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99, 77–93.
- Lozano-García, M., Vázquez-Selem, L. (2005). A high-elevation Holocene pollen record volcano , central Mexico from Iztaccíhuatl. *The Holocene*, 15(3), 329–338.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., Caballero, M. (2005). 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research*, 64(1), 70–82. doi:10.1016/j.yqres.2005.02.010
- Lozano-García, M.S. Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A., Sosa, S. (2007). Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(41), 16200–16203. doi:10.1073/pnas.0707896104
- Lozano-García, S., Torres-Rodríguez, E., Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M. (2013). Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370, 184–195. doi:10.1016/j.palaeo.2012.12.006
- Lozano-García, S., Correa-Metrio, A., Luna, L. (2014). Análisis de la lluvia de polen moderna de la cuenca de México; una herramienta para la interpretación del registro fósil. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 66(1), 1–10.
- Lugo-Hubp, J. (1984). Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Instituto de Geografía, UNAM. México, Serie Varia, 1(8), p.95.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J. (1994). Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 43–52.
- Mac, R.N., Rutter, N.W., Bryant, J.R.V.M., Valastro, S. (1978). Reexamination of postglacial vegetation history in northern Idaho Hager Pond, Bonner Co. *Quaternary Research*, 10, 241–255.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., ... Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *Field Guides*, 25, 163–193. doi:10.1130/2012.0025(08)
- Marlon, J., Bartlein, P.J., Whitlock, C. (2006). Fire-fuel-climate linkages in the northwestern USA during the Holocene. *The Holocene*, 16(8), 1059–1071. doi:10.1177/0959683606069396
- Martin del Pozzo, A.L. (1982). Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45, 10–24.
- Martínez-Hermández, E. (1970). *Estudio palinológico de las especies dominantes de la vegetación de los alrededores de la Laguna Madre, Tamaulipas, México*. Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 214).
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy.

- MathWorks, T. (2004). Matlab. The MathWorks, Natick, MA.
- Maturana, J., Bello, M., Manley, M. (2004). Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del sur. El Niño-La Niña 1997-2000: sus efectos en Chile. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile pp.13-28
- McGee, D., Donohoe, A., Marshall, J., Ferreira, D. (2014). Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 390, 69–79.
- McNutt, S.R., Davis, C.M. (2000). Lightning associated with the 1992 eruptions of crater peak, mount spurr volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1), 45–65.
- Medeanic, S., Bagatin, S.M. (2010). Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and palynofacies for palaeoreconstructions: Holocene Peat, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 84(3-4), 248–257. doi:10.1016/j.coal.2010.08.015
- Members, E.C. (2006). One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444(7116), 195–198. doi:10.1038/nature05301
- Mensing, S.A., Southon, J.R. (1999). A simple method to separate pollen for AMS radiocarbon dating and its application to lacustrine and marine sediments. *Radiocarbon*, 41(1), 1–8.
- Metcalfe, S.E., Street-Perrott, F.A., Perrott, A.R., Harkness, D. D. (1991). Palaeolimnology of the Upper Lerma Basin, Central Mexico: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11 600 yr BP. *Journal of Paleolimnology*, 5(3), 197–218.
- Metcalfe, S.E. (1995). Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom-based record. *The Holocene*, 5 (2), 196–208. doi:10.1177/095968369500500207
- Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J. (2000). Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico — a review. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), 699–721. doi:10.1016/S0277-3791(99)00022-0
- Metcalfe, S.E. (2006). Late Quaternary environments of the northerndeserts and central transvolcanic belt of Mexico. *Annals of Missouri Botanical Garden*, 93(2), 258–273.
- Metcalfe, S., Davies, S. (2007). Deciphering recent climate change in central Mexican lake records. *Climatic Change*, 83, 169–186.
- Metcalfe, S., Barron, J.A., Davies, S.J. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: “known knowns” and “known unknowns” in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.04.004
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R. (1995). Organic matter accumulation records in lake sediments. In *Physics and Chemistry of Lakes* (pp. 279–328). Springer Berlin Heidelberg.
- Meyers, P. A. (2003). Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34(2), 261–289. doi:10.1016/S0146-6380(02)00168-7
- Miranda, F., Hernández-Xolocotzi, E. (1985). Los tipos de vegetación en México y su clasificación. In *Revista de Geografía Agrícola Tomo 1* (pp. 41–162). Chapingo, edo. de México.

- Mix, A., Bard, E., Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627–657. doi:10.1016/S0277-3791(00)00145-1
- Mooser, F., González-Rul, F. (1961). Erupciones volcánicas y el hombre primitivo en la Cuenca de México. In *In homenaje a Pablo Martínez del Río en el XXV aniversario de la edición de los Orígenes Americanos, Instituto Nacional de Antropología e Historia de México* (pp. 137–141). México.
- Mooser, F. (1963). Historia tectónica de la cuenca de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 15, 239-245.
- Mooser, F. (1967). Tefracronología de la cuenca de México para los últimos 30,000 años. *Boletín Del I.N.A.H.*, 30, 12–15.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., Negendank, J.F.W. (1974). Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63(2), 451–483.
- Mooser, F. (1975). Historia geológica de la cuenca de México, en Memoria de las obras de drenaje profundo del Distrito Federal, México, D.F., Departamento del Distrito Federal, pp.38.
- Mooser, F. (1997). Nueva fecha para la tefracronología de la Cuenca de México. En Carballal-Staedtler M. (de), A propósito del cuaternario: Dirección de Salvamento Arqueológico. México, D.F. Instituto Nacional de Antropología e Historia, 137-141.
- Mosiño, Alemán, P.A., García, E. (1974). *Climates of North America* (pp.345-405). (F.K. Brynson, R.A.H., Hare, Ed.). Elsevier, N.Y.
- Negendank, J.F. (1972). Volcanics of the valley of Mexico, Part I. In *Petrography of the volcanics: N.Jb. Minner, Abh* (pp. 308–320).
- Newton, A.J., Metcalfe, S.E. (1999). Tephrochronology of the Toluca Basin, central Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 18(8-9), 1039–1059. doi:10.1016/S0277-3791(98)00043-2
- Niederberger, B.C. (1976). *Cinco milenios de ocupación humana en un sitio lacustre de la cuenca de México. Colección Científica 115, Serie Prehistoria*, 30. México.
- Núñez, Cardona, H. (1991). *Diagnos y evaluación de los suelos salinos sódicos de una zona templada en Chalco, estado de México*. Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 78).
- Ortega-Guerrero, B. (1992). *Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el lago de Chalco, cuenca de México*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Guerrero, B. Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). A palaeomagnetic secular variation record from late Pleistocene-Holocene lacustrine sediments from Chalco Lake, Basin of Mexico. *Quaternary International*, 43-44, 87–96. doi:10.1016/S1040-6182(97)00024-4
- Ortega-Guerrero, B., Newton, A.J. (1998). Geochemical Characterization of Late Pleistocene and Holocene Tephra Layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quaternary Research*, 50(1), 90–106. doi:10.1006/qres.1998.1975
- Ortega, G.B., Roy, T.P., Urrutia, F.J., Guerrero, B.O., Thompson, R., Fucugauchi, J.U. (2000). Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 15(2), 127–140. doi:10.1002/(SICI)1099-1417(200002)15:2<127::AID-JQS474>3.0.CO;2-Z

- Ortega, B., Caballero, C., Lozano, S., Israde, I., Vilaclara, G. (2002). 52 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3-4), 663–675. doi:10.1016/S0012-821X(02)00802-6
- Ortega, B., Vázquez, G., Caballero, M., Israde, I., Lozano-García, S., Schaaf, P., Torres, E. (2010). Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuen, Central Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 44(3), 745–760. doi:10.1007/s10933-010-9449-x
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, M.S., Caballero, M., Herrera-Hernández, D.A. (2015). Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 185-201.
- Overpeck, J.T., Whitlock, C., Huntley, B. (2002). Terrestrial biosphere dynamics in the climate system: past and future. In T. Alvenson, K.D., Bradley, R.S., Pedersen (Ed.), *Paleoclimate, Global Change, and the Future* (pp. 81–103). Springer, Berlin.
- Oviedo de León, A. (1970). El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Revista del Instituto Mexicano Petrolero*, 2, 5-20.
- Paillard, D. (2001). Glacial Cycles: toward a new paradigm. *Reviews of Geophysics*, 39(3), 325–346.
- Palacios-Chávez, R. (1977). Lluvia de polen moderno en diferentes hábitats del valle de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 36, 45–69.
- Partin, J.W., Cobb, K.M., Adkins, J.F., Clark, B., Fernandez, D.P. (2007). Millennial-scale trends in west Pacific warm pool hydrology since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 449(7161), 452–455.
- Patterson III, W.A.C.J.S., Clark, J.S., Patterson III, W.A. (1997). Background and Local Charcoal in Sediments: Scales of Fire Evidence in the Paleorecord. In *Sediment Records of Biomass Burning and Global Change* (pp. 23–48). Springer Berlin Heidelberg.
- Patterson III, W.A., Edwards, K.J., Maguire, D.J., Patterson, W.A., Edwards, K.J., Maguire, D.J. (1987). Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews*, 6(1), 3–23. doi:10.1016/0277-3791(87)90012-6
- Peet, R.K., Knox, R.G., Case, J.S., Allen, R.B. (1988). Putting things in order: the advantages of detrended correspondence analysis. *The American Naturalist*, 131(6), 924–934.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J. L., Blamart, D., Rossignol, L., Marret, F., ... Charlier, K. (2010). Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 29(15-16), 1923–1939. doi:10.1016/j.quascirev.2010.04.011
- Pentecost, A. (1984). *Introduction to freshwater algae*. Richmond Publishing Co (pp. 247).
- Pérez-Cruz, G.A. (1988). “Estudio sismológico de reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México”. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México (pp.83).
- Pérez-Cruz, L., Urrutia-Fucugauchi, J. (2009). Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California - implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*, 48(3), 305–318.
- Perry, J.P.Jr., Graham, A., Richarson, M.D. (1998). The history of pines in Mexico and Central America. In M. D. Richarson (Ed.), *Ecology and Biogeography of Pinus* (pp. 137–149). Cambridge, UK: Cambridge, University Press.

- Peterson, L.C., Haug, Gerald, H., Haughen, Konrad, A., Röhl, U., Peterson, L.C. (2000). Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science*, 290(5498), 1947–1951. doi:10.1126/science.290.5498.1947
- Peterson, L.C., Haug, G.H. (2006). Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 97–113. doi:10.1016/j.palaeo.2005.10.021
- Power, M.J., Whitlock, C., Bartlein, P., Stevens, L.R. (2006). Fire and vegetation history during the last 3800 years in northwestern Montana. *Geomorphology*, 75(3), 420–436.
- Power, M.J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P.J., Harrison, S.P., Mayle, F.E.,... Anderson, R.J.H. (2008). Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics*, 30(7-8), 887–907. doi:10.1007/s00382-007-0334-x
- Power, M.J., Marlon, J.R., Bartlein, P.J., Harrison, S.P. (2010). Fire history and the Global Charcoal Database: A new tool for hypothesis testing and data exploration. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291(1-2), 52–59. doi:10.1016/j.palaeo.2009.09.014
- Price, C. Rind, D. (1994). The Impact of a 2-X-Co2 Climate on Lightning-Caused Fires. *Journal of Climate*, 7, 1484–1494. doi:10.1175/1520-0442(1994)007<1484:TIOACC>2.0.CO;2
- Punt, W., Hoen, P.P., Blackmore, S., Nilsson†, S., Le Thomas, A. (2007). Glossary of pollen and spore terminology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 143(1-2), 1–81. doi:10.1016/j.revpalbo.2006.06.008
- Pyne, S.J., Andrews, P.L., Laven, R.D. (1996). *Introduction to wildland fire*. John Wiley and Sons.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419(6903), 207–214. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/nature01090>
- Ramírez, N.M. (2002). *Cambios paleolimnológicos en el lago de Texcoco durante los últimos ca. 34000 años con base en el análisis de diatomeas*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ramsey, C.B. (2008). Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27, 42–60. doi:10.1016/j.quascirev.2007.01.019
- Rasband, W.S. (2005). ImageJ version 1.32 j. *National Institute of Health, Bethesda, MD, USA*.
- Rashid, H., Hesse, R., Piper, D.J.W. (2003). Evidence for an additional Heinrich event between H5 and H6 in the Labrador Sea. *Paleoceanography*, 18(4).
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Labeyrie, L., van Weering, T.C.E. (1996). Circulation changes in the Faeroe-Shetland Channel correlating with cold events during the last glacial period (58–10 ka). *Geology*, 24(10), 937–940.
- R Development Core Team. (2009). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing Viena, Austria. ISBN 3-900051-07-0, <http://www.R-project.org>.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., ... Friedrich, M.. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869–1887.
- Rodríguez-Castillo, R., González-Moran, T. (1989). Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofísica Internacional*, 28, 207–217.
- Rodríguez-Chávez, F.M. (2003). Modelado gravimétrico de la estructura de la cuenca de México. Tesis de

Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Pi, T., Morton, O. (2009). Late Pleistocene-Holocene geochemical history inferred from Lake Tecocomulco sediments, Basin of Mexico, Mexico. *Geochemical Journal*, 43(1), 49–64.
- Ruddiman, W.F. (2001). *Earth's Climate: past and future*. Macmillan (pp. 465).
- Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, J.F., Layer, P.W. (2013). The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 73-91.
- Rzedowski, J. (1981). *Vegetación de México*. Limusa (pp. 432).
- Rzedowski, G.C., Rzedowski, J. (2001). *Flora fanerogámica del Valle de México*. Segunda edición. Instituto de Ecología, A. C. y Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, Pátzcuaro Michoacán, México.
- Sánchez-Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J. (2008). Corrigendum to “Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters”. *Quaternary Science Reviews*, 27(17-18), 1789. doi:10.1016/j.quascirev.2008.07.011
- Sánchez Goñi, M.F., Harrison, S.P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2823–2827. doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.014
- Sánchez, M.N., Huguet, L. (1959). Las coníferas mexicanas. *Unasylva*, 3, 24–35.
- Sanders, W.T., Parsons, J.R., Standley, R. S. (1979). *The Basin of Mexico-Ecological Processes in the Evolution a Civilization*. Academic Press, New York USA (pp. 561).
- Sandoval-Montaño, A. (2000). *Análisis palinológico y consideraciones paleoambientales de un sondeo en el exlago de Texcoco, Cuenca de México*. Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 195).
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, Claus., Macías, J.L. (2005). Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243–1282. doi:10.1093/petrology/egi015
- Schlaepfer, C.J. (1968). Hoja México 14Q-h(5) con Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie de 1:100000, 1 mapa con texto.
- Schluter, D. (1984). A variance test for detecting species associations, with some example applications. *Ecology*, 65(3), 998–1005.
- Schmitter, W. (1953). *Waldarbeit und Waldarbeiter im Prätigau (No. 3)*.
- Schmittner, A., Clement, A.C. (2002). Sensitivity of the thermohaline circulation to tropical and high latitude freshwater forcing during the last glacial-interglacial cycle. *Paleoceanography*, 17(2), 7–17–12.
- Scott, A.C. (2000). The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164(1), 281–329.
- Sears, B.P., Clisby, K.H. (1954). Palynology in southern North America part IV: Pleistocene climate in Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 66(5), 521–530.

- Sedov, S., Lozano-García, M.S., Solleiro-Rebolledo, E., McClung de la Tapia, E., Ortega-Guerrero, B., Sosa, Nájera, S. (2009). A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in central Mexico. *Geomorphology*, 122, 309–322.
- Sedov, S., Lozano-García, S., Solleiro-Rebolledo, E., McClung de Tapia, E., Ortega-Guerrero, B., Sosa-Nájera, S. (2010). Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. *Geomorphology*, 122(3-4), 309–322. doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.003
- Siebe, C., Abrams, M., Luis Macías, J., Obenholzner, J. (1996). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0399:RVDIPT>2.3.CO;2
- Siebe, C., Macías, J.L. (2004a). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitana rea from eruptions al Popocatépetl, Nevado dde Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field. In *Fieldtrip Books Geological Society of America*, vol. 1 (p. 77).
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004b). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M. (2005). Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225-243.
- Siebe, C., Macias, J.L. (2006). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptfons at Popocatipetl, Nevado de Toluca, and Jocotitldn straiovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. In *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from Mexico* (pp. 253–329). doi:10.1130/2004.vhitmc.pfg
- Sima, A., Rousseau, D.D., Kageyama, M., Ramstein, G., Schulz, M., Balkanski, Y., ... Hatté, C. (2009). Imprint of North-Atlantic abrupt climate changes on western European loess deposits as viewed in a dust emission model. *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), 2851–2866. doi:10.1016/j.quascirev.2009.07.016
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L. (2012). A caldera-forming eruption ~14,10014Cyr BP at Popocatépetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 27–40. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.11.001
- Sosa-Nájera, S. (2001). *Registro palinológico del Pleistoceno tardío-Holoceno en el extremo meridional de la cuenca de México: paleoambientes e inferencias paleoambientales*. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Steffensen, J. P., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., ... White, J. W.C. (2008). High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years. *Science*, 321 (5889), 680–684. doi:10.1126/science.1157707
- Stockmarr, J. (1972). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spore*, XIII, 615–621.
- Svensson, A., Nielsen, S.W., Kipfstuhl, S., Johnsen, S.J., Steffensen, J.P., Bigler, M., ... Röthlisberger, R. (2005). Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 110(2), 1–11. doi:10.1029/2004JD005134
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., ... Vinther, B.M. (2006).

- The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3258–3267. doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.003
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M.,... Vinther, B. M. (2008). A 60,000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4, 47–57.
- Team, R.D.C. (2013). R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria.
- Thompson, R., Battarbe, R.W., O’Sullivan, P.E., Oldfield, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5), 687-698.
- Tolonen, K. (1986). Charred particle analysis. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohidrology* (pp. 485–496). Wiley, Chichester.
- Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Figueroa-rangel, B. L. (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.
- Torres-Rodríguez, E., Lozano-García, S., Roy, P., Ortega, B., Beramendi-Orosco, L., Correa-Metrio, A., Caballero, M. (2015). Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. *Journal of Quaternary Science*, 30(1), 88-99.
- Továr, González, R.C. (1987). *Lluvia de Polen en el volcán Popocatepetl: un estudio a lo largo de un transecto altitudinal*. Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 115).
- Urrutia-Fucugauchi, J., Martín del Pozzo, A.L. (1993). Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 32(3), 523–533.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Hansen, R., Böhnell, H., Negendank, J.F.W. (1994). Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-I Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco lake. *Geofísica Internacional*, 33(3), 421–430.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. (1995). Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-II Late Pleistocene-Holocene Chalco lacustrine record. *Geofísica Internacional*, 34(1), 33–53.
- Van Geel, B. (1978). A palaeoecological study of holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25(1), 1–120. doi:10.1016/0034-6667(78)90040-4
- Van Geel, B., Van der Hammen, T. (1978). Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25, 377–392.
- Van Geel, B. (2001). Non-Pollen Palynomorphs. In *Tracking environmental change using lake sediments Vol 3 Terrestrial algal and siliceous indicators* (pp. 99–119). Springer Netherlands.
- Vázquez-Castro, G., Ortega-Guerrero, B., Rodríguez, A., Caballero, M., Lozano-García, S. (2008). Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro, occidente de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 21–38.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-174.
- Vázquez-Selem, L. (1997). Late Quaternary glaciations of Táyotl volcano, Central Mexico. *Quaternary*

International, 43-44, 67–73. doi:10.1016/S1040-6182(97)00022-0

- Vázquez, Selem, L. (2000). *Glacial chronology of Izztlaccíhuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change on the border of the tropics*. Arizona State University.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K. (2004). Late quaternary glaciation of Mexico. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 233–242.
- Verosub, L.K., Roberts, P.A. (1995). Environmental magnetism: past, present and future. *Journal of Geophysical Reserach*, 100(B2), 2175-2192.
- Waliser, D.E., Gautier, C., Gautier, C.W.D.E. (1993). A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6(11), 2162–2174.
- Waliser, D.E., Shi, Z., Lanzante, J.R., Oort, A.H. (1999). The Hadley circulation: assessing NCEP/NCAR reanalysis and sparse in-situ estimates. *Climate Dynamics*, 15(10), 719–735. doi:10.1007/s003820050312
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., ... Shen, C.C. (2004). Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, 432, 740–743. doi:10.1038/nature03067
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C., Dorale, J.A. (2001). A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550), 2345–2348. doi:10.1126/science.1064618
- Watson, R.T., Noble, I.R., Bolin, B., Ravindranath, N.H., Verardo, D.J., Dokkern, D.J. (2000). *Special Report on Land Use, Land-use Change, and Forestry. Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, University Press.
- Watts, W.A., Bradbury, J.P. (1982). Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17(1), 56–70. doi:10.1016/0033-5894(82)90045-X
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N. (2007). 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 316(5829), 1303–1307.
- White, S.E. (1962). Late Pleistocene Glacial Sequence for the West Side of Iztaccíhuatl, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 73(8), 935–958. doi:10.1130/0016-7606(1962)73[935:LPGSFT]2.0.CO;2
- White, S.E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5, 201–205. doi:10.1016/0277-3791(86)90186-1
- White, S.E., Reyes, C.M., Ortega, R.J., Valastro, S. (1990). *El Ajusco: geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las montañas Rocallosas*. México (pp. 212).
- Whitlock, C., Larsen, C. (2001). Charcoal as a fire proxy. In *Tracking environmental change using lake sediments Vol 3 Terrestrial algal and siliceous indicators* (Vol. 3, pp. 75–97). doi:10.1007/0-306-47668-1_5
- Wolff, E.W., Fischer, H., Rothlisberger, R. (2009). Glacial terminations as southern warmings without northern control. *Nature Geoscience*, 2(3), 206–209. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo442>
- Xelhuantzi, López, M.S. (1994). Estudio palinológico de cuatro sitios ubicados en al cuenca de Zacapu: fondo de ciénega, contacto Lomas-ciénega, pantano interno y Loma Alta. *Cuadernos de Estudios Michoacanos*, 6, 81–93.