

# La gente de la en • ciénaga tiempos antiguos



La historia de Santa Cruz Atizapán

Yoko Sugiura Yamamoto  
*coordinadora*



# Contenido

Acerca de esta obra/9

La biografía de un proyecto multidisciplinario: Santa Cruz Atizapán,  
Estado de México/13

I. La cuenca del Alto Lerma: espacio físico e influencia del vulcanismo  
*José Luis Arce, Armando García Palomo, José Luis Macías y Lucía Capra/23*

II. El paisaje lacustre del valle de Toluca. Su historia y efectos sobre  
la vida humana  
*Socorro Lozano García, Susana Sosa Nájera, Margarita Caballero Miranda,  
Beatriz Ortega Guerrero y Francisco Valadez Cruz/43*

III. Santa Cruz Atizapán y su ubicación en el tiempo  
*Sandra Figueroa Sosa/63*

IV. Estudio geofísico del Montículo 20. Comparación metodológica  
y comprobación mediante excavación  
*Luis Barba, Agustín Ortiz y Jorge Blancas/81*

V. La población de la región lacustre: prácticas funerarias y condiciones  
físicas y de salud  
*Liliana Torres Sanders, Mariana Covarrubias García y  
Mauro de Ángeles Guzmán/103*

VI. Tras las huellas genéticas de los isleños de Santa Cruz Atizapán  
*Leonor Buentello M., Yoko Sugiura y Aída Pérez C./127*

VII. El sistema constructivo de Santa Cruz Atizapán a través de los siglos  
*Mariana Covarrubias García/145*

VIII. Estudio geológico de rocas utilizadas como material constructivo  
en el Montículo 20

*Lucía Capra y Lorenzo Meriggi/163*

IX. Las plantas como recurso en Santa Cruz Atizapán

*Diana Martínez Yrizar y Emily McClung de Tapia/175*

X. Los restos zoológicos de Santa Cruz Atizapán

*Raúl Valadez Azúa y Bernardo Rodríguez Galicia/195*

XI. Análisis químicos para identificar la función de la cerámica en Santa  
Cruz Atizapán

*María del Carmen Pérez Ortiz de Montellano/231*

XII. La industria de obsidiana y su abastecimiento a Santa Cruz  
Atizapán

*Shigeru Kabata/243*

XIII. Figurillas, adornos de braseros, pesas de red y su significado  
en el ritual lacustre de Santa Cruz Atizapán

*Yoko Sugiura y Omar Silis /261*

**Bibliografía/285**

## II

# El paisaje lacustre del valle de Toluca. Su historia y efectos sobre la vida humana

Socorro Lozano García y  
Susana Sosa Nájera  
*Instituto de Geología, UNAM*

Margarita Caballero Miranda y  
Beatriz Ortega Guerrero  
*Instituto de Geofísica, UNAM*

Francisco Valadez Cruz  
*Centro de Investigación Científica  
de Yucatán, AC*

## II

# El paisaje lacustre del valle de Toluca. Su historia y efectos sobre la vida humana

Socorro Lozano García y  
Susana Sosa Nájera  
*Instituto de Geología, UNAM*

Margarita Caballero Miranda y  
Beatriz Ortega Guerrero  
*Instituto de Geofísica, UNAM*

Francisco Valadez Cruz  
*Centro de Investigación Científica  
de Tucatán, AC*

## INTRODUCCIÓN

LA CIÉNAGA DE CHIGNAHUAPAN se localiza en la cuenca del Alto Lerma, la cuenca intermontana más elevada del centro de México (2 575 msnm). En esta cuenca confluyen manantiales, lagos, pantanos, zonas montañosas y volcanes, además de amplias áreas boscosas. También allí nace el río Lerma, que con el nombre de río Santiago, en su cauce hacia el Océano Pacífico alimenta al lago de Chapala (el de mayor extensión en el país).

Hay evidencias de una larga historia de ocupación humana en la cuenca del Alto Lerma (Sugiura, 1998b y 2000a; Sugiura *et al.*, 1994), asociada con los abundantes recursos naturales del ambiente lacustre, algunos de los cuales todavía se explotan en la actualidad. Las evidencias arqueológicas indican la estrecha relación que los antiguos pobladores de esta región establecieron con el ecosistema lacustre, sobre todo hacia el Clásico (450-650 dC) y el Epiclásico (650-900 dC). Un testimonio palpable de dicha relación es la construcción de pequeños islotes en la zona pantanosa, los cuales fueron abandonados hacia el año 900 dC.

Esta forma de vida dentro del ambiente lacustre seguramente fue sensible a las fluctuaciones naturales del clima, no solamente porque de éste dependían muchos recursos fundamentales para la supervivencia humana, sino también por ser un medio donde cualquier variación en el nivel del lago podía provocar consecuencias desastrosas en la vida cotidiana. Por esta razón, el estudio de la variabilidad climática natural y de las fluctuaciones en los ecosistemas terrestre y lacustre de esta región aporta datos fundamentales para comprender la evolución climática y el efecto que pudo tener en las sociedades.

Las variaciones recientes en los ecosistemas (décadas o centurias) se pueden documentar a través de los registros instrumentales e históricos; en cambio, el método paleoecológico es el adecuado para comprender las modificaciones que en épocas pasadas estuvieron asociadas con los cambios climáticos, con la actividad volcánica o con la misma acción humana.

El método paleoecológico consiste en buscar en el registro geológico (suelos, sedimentos o rocas) indicadores de cambio climático, como pueden ser

microfósiles de especies sensibles a variaciones de temperatura o de humedad, y minerales formados en condiciones ambientales específicas, entre otros. Los sedimentos que se acumulan en el fondo de los lagos, los suelos y los hielos en los glaciares son algunos de los archivos naturales que preservan la señal climática del pasado. La información contenida en dichos archivos se debe analizar y posteriormente interpretar en términos de parámetros ambientales. Al realizar sistemáticamente este tipo de estudios es posible establecer una secuencia de eventos clima-ambiente. Así, las investigaciones paleoecológicas han logrado esclarecer las variaciones climáticas del planeta en diversas escalas temporales, en particular para los últimos 30 000 años, durante los cuales el planeta en general ha pasado de una época de climas fríos, conocida como glaciación, a otra de climas relativamente cálidos conocida como el Holoceno, periodo que ha dominado los últimos 10 000 años.

Es importante mencionar que los cambios climáticos de los últimos milenios afectaron de diversas formas a las poblaciones humanas en desarrollo. En el caso de la cuenca del Alto Lerma, los estudios paleoecológicos aportan información relevante sobre variaciones que influyeron en el paisaje en general, pero sobre todo en el ambiente lacustre de los últimos milenios. Dichos cambios se dieron como consecuencia de:

- Cambios climáticos, que han alterado los regímenes de temperatura y precipitación causando sequías y modificando las comunidades vegetales, así como los niveles de los lagos.
- La actividad volcánica intermitente, que ha modificado la geomorfología e hidrografía de la zona.
- Las actividades humanas, que durante los últimos 4 000 años vienen acelerando los procesos modeladores del paisaje, tanto del ambiente lacustre como de las zonas montañosas.

De esta manera, los estudios paleoecológicos en la cuenca del Alto Lerma permiten obtener una perspectiva temporal de las variaciones en el ambiente, la cual, a su vez, sirve para comprender las múltiples y dinámicas interacciones entre la ecología y la cultura (Leyden, 2002).

En este capítulo presentamos una síntesis de las investigaciones paleoambientales en la porción sur de la cuenca del Alto Lerma, y con base en ella, reconstruimos la historia ambiental de dicha zona durante aproximadamente los últimos 24 000 años. Estos estudios incluyen fundamentalmente la reconstrucción de la historia de la vegetación y la evolución de la ciénaga de Chignahuapan, por medio del análisis del contenido de polen, esporas y restos silíceos de un grupo de algas llamadas diatomeas, así como del análisis de la mineralogía magnética en los sedimentos lacustres. Además, las variaciones paleoambientales inferidas a partir de estos datos se correlacionan con la información arqueológica, ya que existe una estrecha relación entre el entorno ecológico y el desarrollo cultural.

## LA CUENCA ALTA DEL LERMA: UNA SÍNTESIS

Como resultado de la actividad tectónica y volcánica del Cenozoico (últimos 65 millones de años), en el centro de México se formaron cuencas entre las

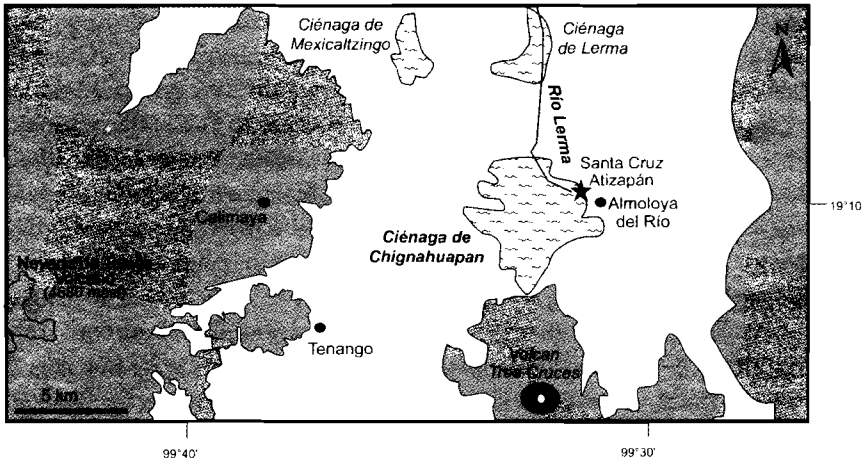


Figura 1. Mapa de sitio.

que se encuentra la del Alto Lerma. Al este, oeste y al sur, la cuenca está limitada por sierras volcánicas, entre las que destaca el volcán Nevado de Toluca (4 680 msnm), mientras que al norte se encuentran los lomeríos. El río Lerma fluye a través del cañón de Ixtlahuaca.

Predomina en este paisaje el clima tropical de altura, es decir, el templado con lluvias en verano ( $Cw_2$ ), y debido a su altitud, las heladas son comunes durante el invierno. La precipitación media anual es del orden de 1 000 mm/año, mientras que la temperatura media anual es de 12 °C.

En la parte baja de la cuenca encontramos remanentes de tres cuerpos de agua conectados por el cauce del río Lerma: Chignahuapan, Lerma y Chichahuapan, de sur a norte (Figura 1). Se trata de tres cuerpos de agua muy someros (~1-2 m), particularmente durante la época de secas (noviembre-marzo). Las aguas de estos lagos son levemente alcalinas (pH ~8 a 8.5) y turbias (disco de Sechii ~0.2 m). La zona lacustre se caracteriza por la presencia de abundante vegetación acuática y subacuática cuyo inventario ya ha sido descrito por Ramos (2000).

Cabe señalar que la vegetación natural de la zona ha sido fuertemente alterada por las actividades agrícolas y forestales, salvo algunos parches en las zonas altas, como las faldas del Nevado de Toluca, en donde aún perviven los bosques de coníferas y encinos, característicos de esta cuenca. Entre la zona lacustre y las zonas de mayor altura crecen diversas comunidades vegetales que se distribuyen de acuerdo con sus rangos de altitud: los zacatonales alpinos (4 300 a 4 000 m), el bosque de *Pinus hartwegii* (4 000 a 3 500 m), el bosque mixto de pino y encino (3 500 a 2 600 m), el bosque de oyamel (3 600 a 2 560 m) y el bosque de encino (3 100 a 2 600 m) (Martínez y Matuda, 1979; Ramos, 2000).

Como hemos mencionado, entre los diversos cuerpos volcánicos que conforman la cuenca del Alto Lerma, destaca el Nevado de Toluca. Al igual que muchos otros volcanes en México, éste tiene una historia eruptiva compleja, sobre todo importantes actividades volcánicas durante los últimos 50 000 años (Pleistoceno tardío). Los pormenores de sus erupciones los describen Arce, Macías y Capra en la presente obra. (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel, Robin y Vincent, 1981; García-Palomo *et al.*, 2002).



También se han registrado importantes actividades volcánicas monogénicas asociadas con el campo Chichinautzin, como la del volcán Tres Cruces, que hizo erupción hace aproximadamente 8 500 años AP y que produjo la ceniza que ha recibido el nombre de Tefra Tres Cruces (TTC) (Bloomfield, 1975; Newton y Metcalfe, 1999). Los productos resultantes de la actividad volcánica, como cenizas y pómez, llegan a la zona lacustre, donde quedan depositados y preservados. Son, por ello, importantes marcadores estratigráficos dentro de la cuenca, y aun entre cuencas, y permiten entender la evolución del paisaje.

A pesar de la intensa actividad volcánica, el Nevado de Toluca conserva en su superficie evidencias de avances glaciales de los últimos 30 000 años. Con base en los depósitos glaciares y periglaciares del Nevado de Toluca, así como de otros volcanes del centro de México (Heine, 1976a, 1976b, 1988 y 1994; Vázquez-Selem y Heine, 2004), se establecen cuatro grupos de depósitos glaciares o morrenas (M) en el Nevado de Toluca: MI, con una antigüedad mayor a 40 000 años AP; MII-1, con entre 24 000 y 17 000 años AP; MII-2, con menos de 17 000 y más de 11 000 años AP, y MIII, con menos de 11 600 años AP.

Por su parte, el estudio de los granos de polen y esporas que se preservan en ambientes de depósito, tales como lagos, ríos y suelos, nos permite conocer la vegetación pleistocénica. Así, los estudios palinológicos indican que en la cantera de Zacango (2 920 msnm) (véase Figura 1), donde actualmente domina el bosque, existían hace unos 30 000 años AP pastizales alpinos (Caballero *et al.*, 2001). Los conjuntos polínicos obtenidos, asociados con los restos de mamut, bisonte, camello y caballo en sedimentos fluvio-lacustres con edades de 27 180 a 24 000 años AP, reportados en una excavación cerca del poblado de Metepec (Figura 1), están dominados por la presencia de esporas de un helecho acuático: *Isöetes mexicana*, indicador de aguas frías.

Los datos obtenidos de la ciénaga de Chignahuapan nos revelan el paisaje lacustre de los últimos 11 600 años AP. Datos de diatomeas y química de sedimentos lacustres indican que Chignahuapan experimentó variaciones en la profundidad de sus aguas (Metcalf *et al.*, 1991; Caballero *et al.*, 2001 y 2002), que alcanzaron el nivel máximo de profundidad hace aproximadamente 1 600 años, y niveles lacustres bajos hace aproximadamente 4 600 y entre 1 400 y 900 años AP.

## METODOLOGÍA

Este estudio se basa en el análisis de una secuencia de sedimentos lacustres de 9.54 m de profundidad obtenida cerca del sitio arqueológico de Santa Cruz Atizapán, localizada en el sector noreste de la ciénaga de Chignahuapan (Figura 1).<sup>1</sup>

Las muestras de los primeros dos metros se obtuvieron del perfil expuesto de la zanja que delimita la parcela. Posteriormente, sobre el fondo de la zanja se perforó un núcleo de 7.54 m, el cual se recuperó con un equipo Eijkkelkamp,

<sup>1</sup> La metodología de extracción de los sedimentos lacustres ubicó varios sectores en la ciénaga. Los datos a que se hace referencia en este apartado, corresponden justamente a los obtenidos en el sector noreste.

que consiste en tubos metálicos ranurados de uno o dos metros de longitud. Los tubos se encajan en el sedimento por percusión, y se extraen con un sistema de palanca. Para tener un control cronológico, se tomaron seis muestras para fechamiento por el método del radiocarbono (Figura 2). Para el análisis de propiedades magnéticas, se colectaron muestras individuales de 8 cm<sup>3</sup> a intervalos de 5 cm. Para realizar los análisis de diatomeas, polen y partículas de carbón se tomaron muestras cada 5 cm sobre el perfil de la zanja y cada 10 cm en los núcleos. En ninguna de las dos partes se muestrearon los primeros 0.5 m, por considerarse perturbados por actividades agrícolas.

Como es de amplio conocimiento, el método del radiocarbono permite fechar muestras ricas en material orgánico con una antigüedad no mayor de 50 000 años AP. Las muestras para fechamiento por radiocarbono fueron enviadas a laboratorios especializados para su determinación (Figura 2).

<i>Clave de laboratorio</i>	<i>Fecha de radiocarbono (yr BP)</i>	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)	<i>Fecha calibrada (años calendario)</i>	<i>Profundidad (m)</i>
A-9701	1,200+195/-190	-26.8	AD655-1020 (1295-930BP)	0.90-0.95
NSRL-12051	4,560+/-45	-28.1	3495-3098BC (5314-5073BP)	1.95-2.00
A-9702	8,630+/-80	-25.9	7750-7580BC (9700-9530BP)	3.76-3.78
A-9703	9,950+/-180	-28.8	9750-9240BC (11695-11185BP)	4.42-4.45
NSRL-10408	11,850+/-110	-27.3	12110-11850BC (14060-13800BP)	5.49-5.51
NSRL-10934	21,500+/-160	-26.1	—	8.87-8.89

A = Geochronology Laboratory, Universidad de Arizona.

NSRL = INSTAAR – Laboratory for AMS Radiocarbon Preparation and Research, Universidad de Colorado.

<sup>3</sup>Programa para Calibración de Fechas de Radiocarbono 2000, rev. 4.3 (Stuiver *et al.*, 1998).

Figura 2. Fechas de <sup>14</sup>C para la secuencia de STCRZ, cuenca del Alto Lerma, México.

Las propiedades magnéticas de sedimentos y rocas están determinadas tanto por los tipos de minerales magnéticos contenidos en ellos, como por las concentraciones relativas de los mismos y la distribución de sus tamaños. En los sedimentos lacustres, los minerales magnéticos pueden ser de origen detrítico (derivados de una fuente externa), o formados *in situ*, a partir de la alteración de minerales de hierro o de la precipitación de nuevos minerales. Por ello, la abundancia, el tipo y el tamaño de estos minerales proporcionan información sobre procesos ambientales tales como erosión en la cuenca, desarrollo de suelos y actividad volcánica y química del lago (*v. gr.*, Thouveny *et al.*, 1994). Para estimar la composición, la concentración y el tamaño del conjunto de minerales magnéticos presentes, se utiliza comúnmente la aplicación de diferentes tipos de campos magnéticos en el laboratorio y se mide la res-

puesta de las muestras a estos campos. En el presente estudio se realizaron las siguientes mediciones:

- Temperaturas de Curie (tC): la composición de minerales magnéticos puede ser directamente estimada a partir de la temperatura de Curie (tC), que es la temperatura a la cual los minerales pierden su magnetización y que es característica de cada mineral. La tC se estimó a partir de la variación de la susceptibilidad magnética entre 20 y 700 °C, en un susceptibilímetro Kappabridge.
- La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) es una medida de la concentración de los minerales magnéticos. Los minerales que dominan esta señal son las titanomagnetitas (Ti-magnetitas), debido a su mayor magnetización intrínseca, y a que minerales como la hematita o la goethita contribuyen en menor medida a la  $\chi$ . También influyen en esta señal otros minerales de hierro no magnéticos, como los piroxenos y las biotitas. La  $\chi$  se midió en un sensor Bartington MS2.
- La magnetización remanente anhistérica (MRA), la cual depende de la concentración de minerales ferrimagnéticos (*v. gr.*, magnetitas) de grano fino ( $< 10 \mu\text{m}$ ), fue impartida en un campo directo de 100 mT, sobrepuesto a un campo alterno de 50  $\mu\text{T}$ . Se midió en un magnetómetro criogénico 2G en la mitad de las muestras.
- La magnetización remanente isothermal (MRI) se impartió con un magnetizador de pulsos en un campo directo de 1 Tesla, y en un campo inverso de 300  $\mu\text{T}$ . Las remanencias fueron medidas en un magnetómetro de giro Molspin. El cociente entre estos dos valores, el cociente S, es una medida de la presencia de minerales como la hematita o la goethita.

Otro aspecto considerado en el presente estudio consiste en la identificación de las diatomeas. Son algas unicelulares que tienen una pared celular impregnada de sílice. Esta cubierta protectora está formada por dos mitades o valvas. Por ser de sílice, estas valvas son resistentes a la degradación, por lo que es común encontrar restos de estos organismos en los sedimentos lacustres y su presencia nos puede indicar condiciones limnológicas específicas, como pH, alcalinidad, nivel de nutrientes, profundidad, etcétera.

Las muestras para análisis de diatomeas fueron primero limpiadas con HCl y H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> para eliminar carbonatos y materia orgánica respectivamente. Se montaron laminillas permanentes mediante la resina Naphrax. Una vez montadas las laminillas, éstas fueron observadas al microscopio (Olympus BX50), bajo el cual se realizaron conteos de un mínimo de 400 valvas de diatomeas. Asimismo, para la presentación de los datos de diatomeas se utilizaron los programas Tilia y TiliaGraph (Grima, 1987 y 1992).

En cuanto al polen, debido a la resistencia de la pared de los palinomorfos (polen, esporas, esporas de hongos y algas), éstos se preservan durante miles y millones de años. Precisamente esta cualidad tiene un gran potencial para conocer la historia de la vegetación. El estudio de las secuencias estratificadas de los conjuntos polínicos que se depositan en el fondo de los lagos, permite reconstruir la historia de la vegetación en la cuenca del Alto Lerma. Para llevar a cabo la extracción de los palinomorfos y de partículas de carbón se utilizó un agente dispersante, y se añadieron pastillas marcadoras de *Lycopodium clavatum* para el cálculo de concentración polínica. Se elimina-

ron los carbonatos con HCl a 10%, y la materia orgánica, con KOH a 5%. Los silicatos se eliminaron con HF durante 24 horas, y el residuo se montó en gelatina glicerizada para la posterior observación con microscopio (Olympus BX50). Se contó un mínimo de 500 de polen y esporas excluyendo las algas. Asimismo, las partículas con tamaños mayores a 50  $\mu\text{m}$  de carbón fueron contabilizadas. Al igual que para el caso de diatomeas, en el cálculo de los conteos polínicos y en la elaboración de los diagramas se utilizaron los programas Tilia y Tilia Graph (Grima, 1987 y 1992).

## RESULTADOS

La secuencia sedimentaria que se denominó Santa Cruz (STCRZ), está constituida por limos orgánicos de ambiente lacustre interrumpidos por capas de cenizas, pómez y pómez retrabajadas (Figura 3). La Pómez Toluca Superior (PTS) se identifica como una capa gruesa de pómez ubicada entre los 5.47 y los 4.46 m, mientras que la Tefra Tres Cruces (TTC) se identifica como una ceniza gris oscura localizada entre los 3.75 y los 3.52 m. Se registran otras dos capas de cenizas gris oscuro, más recientes, a 1.70 y 1.40 m. Entre los 0.98 y los 0.77 m hay un horizonte que contiene abundantes fragmentos de cerámica que corresponde al lapso de ocupación humana en la zona lacustre de Santa Cruz Atizapán.

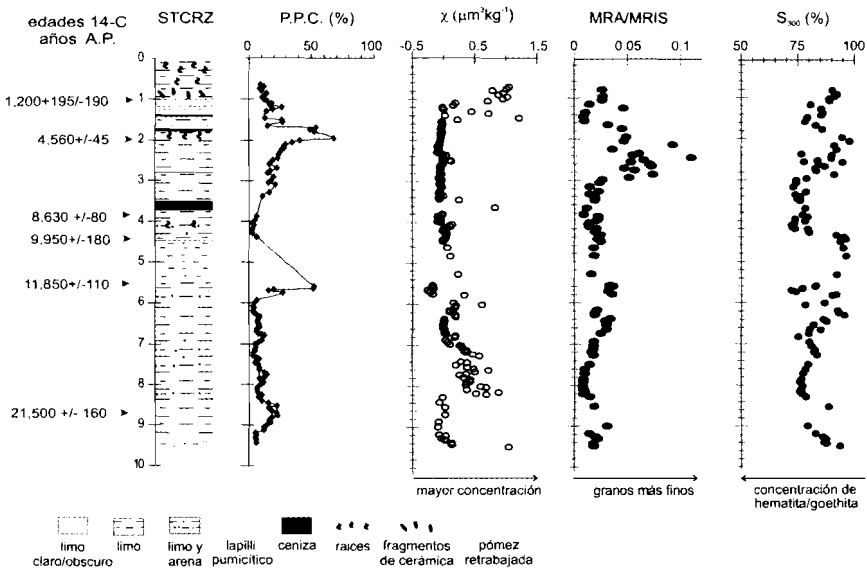


Figura 3. Columna estratigráfica y perfiles de algunos parámetros magnéticos, de la secuencia STCRZ, cuenca del Alto Lerma, México. Fechas de  $^{14}\text{C}$ . La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) es un indicador de la concentración de minerales magnéticos. El cociente MRA/MRIS, que relaciona la magnetización remanente anhistérica (MRA) con la magnetización remanente isoterma de saturación (MRIS) es sensible a la abundancia de granos magnéticos pequeños (aproximadamente entre 1 y 0.05  $\mu\text{m}$ , dependiendo de la composición). El cociente  $S_{300}$ , la relación entre la remanencia adquirida en un campo inverso de 300 mT entre el valor de la magnetización remanente adquirida en un campo directo de 1 Tesla, es un indicador de la relativa abundancia de minerales de alta coercitividad, generalmente hematitas o goethitas.

La edad de los sedimentos se puede establecer con base en las seis fechas de radiocarbono (figuras 2 y 3) y por la presencia de la PTS, con una edad de 11 600 +/- 100 años AP (Bloomfield y Valastro, 1974 y 1977), y la TTC, con una edad de 8 500 años AP (Bloomfield, 1975). A partir de estas fechas se puede calcular que la secuencia sedimentaria comprende aproximadamente los últimos 24 000 años AP.

A continuación se presentan los resultados de los estudios de propiedades magnéticas, diatomeas y palinomorfos realizados en estos sedimentos.

## PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Los minerales magnéticos dominantes, determinados a partir de la rC, son Ti-magnetitas con cantidades variables de Ti, y magnetitas puras (sin Ti). También están presentes en algunos horizontes, hematita o goethita, determinadas a partir del cociente S (valores menores a 75%). La concentración de minerales ferrimagnéticos es baja en la mayor parte del registro. Los valores de  $\chi$  más altos se encuentran en una ceniza volcánica, aproximadamente a 1.4 m de profundidad y en dos zonas, una entre los 8.2 y los 7.0 m, y otra por arriba de 1.35 m. La inferior (8.2-7.0 m) tiene granos magnéticos gruesos y alto contenido de hematita/goethita. La zona superior presenta granos magnéticos de tamaño más fino, y mayor contenido de Ti-magnetitas y magnetitas. Las zonas por abajo de los 8.2 m y entre los 7.0 y los 2.8 m presentan Ti-magnetita de grano grueso con mayores concentraciones locales de hematita/goethita, donde el cociente S es menor (Figura 3). En contraste, la zona de baja  $\chi$ , ubicada entre los 2.8 y el 1.6 m, presenta Ti-magnetitas de grano fino.

La PTS tiene bajas concentraciones de minerales magnéticos, predominantemente Ti-magnetitas de grano grueso, en tanto que la TTC está caracterizada por mayores concentraciones de minerales magnéticos, en los que están presentes tanto Ti-magnetitas como hematitas/goethitas, de mayor tamaño.

## REGISTRO DE DIATOMEAS

Las diatomeas están bien preservadas en toda la secuencia y se pueden identificar tres asociaciones de especies que representan tres ambientes diferentes (figuras 4 y 5):

- *Pantano alcalino*. Este conjunto está dominado por especies de hábitos bentónico (habitan sobre el sedimento), aerófilo (tolerantes a la desecación) y epífito (habitan sobre un sustrato, frecuentemente tallos de plantas) y con afinidad por ambientes de alcalinos a circumneutrales. Su presencia indica aguas someras, ligeramente alcalinas, concentración de nutrimentos relativamente alta y con vegetación acuática. La abundancia de especies de hábitos bentónicos y aerófilos, y esporas de *Aulacoseira* sp1, sugiere, por lo menos estacionalmente, condiciones extremadamente someras.
- *Estanque de agua dulce*. Este conjunto está dominado por especies de hábito epífito y afinidad por ambientes de circumneutrales a levemente alcalinos. Representa niveles de agua intermedios entre un pantano y un

lago, con aguas dulces, circumneutrales ( $\text{pH} \approx 7$ ) y la presencia de abundante vegetación acuática.

- *Lago de agua dulce*. Está dominado por especies ticoplanctónicas (habitan sobre un sustrato, pero pasan al plancton por turbulencia) y con afinidad por ambientes circumneutrales. Representa los niveles lacustres más profundos en el registro de STCRZ, pero la ausencia de verdaderas especies planctónicas en la secuencia sugiere que los niveles de agua no son particularmente profundos, quizá sólo de unos cuantos metros. Esta asociación indica aguas dulces, circumneutrales ( $\text{pH} \approx 7$ ), con vegetación acuática.

Las diatomeas presentes en los sedimentos de la secuencia STCRZ permiten distinguir dos zonas principales al nivel de la PTS (5.47-4.46 m), correspondientes aproximadamente a la transición Pleistoceno tardío/Holoceno (Figura 5). El estrato por debajo de la PTS muestra abundancias totales de diatomeas altas y es dominado por la asociación con un lago de agua dulce. Tres subzonas (9.25-7.70 m; 7.70-7.00 m y 7.00-PTS) pueden ser definidas e interpretadas como de ligeras fluctuaciones en el nivel lacustre (Figura 5). Entre la base de la secuencia y los 7.70 m (ca. 24 000 a 18 000 años AP), la asociación lago de agua dulce está acompañada por abundancias bajas de *Cocconeis placentula* y *Nitzschia amphibia*, especies pertenecientes a los conjuntos de estanque de agua dulce y pantano alcalino respectivamente, lo que indica mayor influencia

Asociación	Especies principales	Hábitat	pH
1. Pantano alcalino	<b><i>Nitzschia amphibia</i></b>	E	Al
	<i>Rhopalodia gibba</i>	B	Al
	<i>Rhopalodia giberula</i>	B	Al
	<i>Epithemia turgida</i>	E	C/Al
	<i>Hantzschia amphoxy</i>	A	C/Al
	<i>Navicula (Luticula) mutica</i>	A/B	C
	<i>Sellaphora pupula</i>	A/B	C
	<i>Eurontia formica</i>	B	C
	<i>Eunotia naegelii</i>	A/B	C/Ac
	<i>Pinnularia</i> spp.	A/B	C/Ac
	<i>Aulacoscira</i> sp. 1	B?	?
	2. Estanque de agua dulce	<b><i>Cocconeis placentula</i></b>	E
<i>Cymbella aspera</i>		E	C/Al
<i>Cymbella cistula</i>		E	C/Al
<i>Rhoicosphenia curvata</i>		E	C
<i>Melosira</i> aff. <i>varians</i>		E	C
3. Lago de agua dulce	<b><i>Fragilaria (Punctastriata)pinnata</i></b>	T	C
	<b><i>Fragilaria pinnata</i> var. <i>lancettula</i></b>	T	C
	<i>Fragilaria (Pseudostaurosira) brevistriata</i>	T	C
	<i>Fragilaria (Staurosira) construens</i> f. <i>venter</i>	T	C
	<i>Cyclotella pseudostelligera</i>	T/P	C

Preferencias de las especies:

Hábitat: A = aereófilo, B = bentónico, E = epífito, T = ticoplanctónico, P = planctónico.

pH: Ac = acidófilo, C = circumneutral, Al = alcalífilo.

Las negritas indican especies dominantes en cada asociación.

Figura 4. Conjuntos de diatomeas identificados en la secuencia STCRZ, cuenca del Alto Lerma, México.

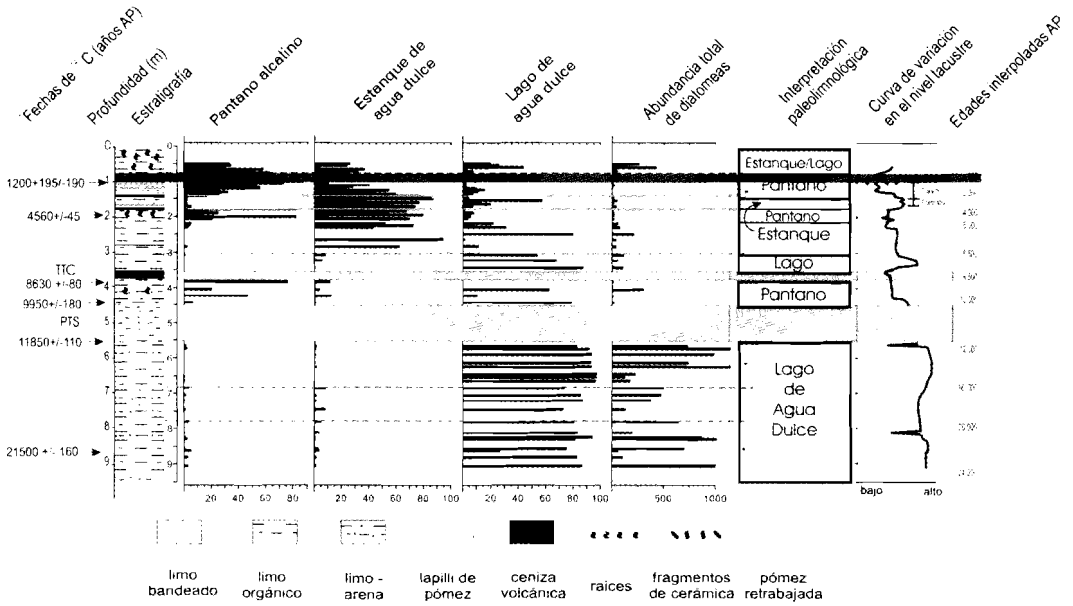


Figura 5. Distribución estratigráfica de los conjuntos de diatomeas y abundancia total de diatomeas e interpretación paleolimnológica de la secuencia STCRZ, cuenca del Alto Lerma, México (v/gss: valvas/gramo de sedimento seco).

del ambiente litoral y niveles de agua levemente más someros. Un horizonte localizado entre los 8.81 y los 8.57 m (*ca.* 21 000 años AP) tiene abundancia relativamente alta de *Aulacoseira* sp. 2 (cercana a *Aulacoseira distans* o *Aulacoseira alpigena*), que representa un episodio corto de aguas un poco más profundas. Entre los 7.70 y los 7.00 m (*ca.* 18 000 a 16 000 años AP), el conjunto lago de agua dulce está asociado solamente con *C. placentula*, lo que indica un nivel de agua levemente más alto que antes. Arriba de los 7.00 m (*ca.* 16 000 años AP), la asociación lago de agua dulce incluye abundancias bajas, pero constantes, de *Cyclotella pseudostelligera*, lo que sugiere condiciones de aguas más abiertas (con menos vegetación) y ligeramente más profundas.

La parte superior de la secuencia, arriba de la PTS, muestra menores abundancias totales de diatomeas, pero mayor diversidad. Destacan tres intervalos dominados por el conjunto pantano alcalino que marcan tres fases de agua muy somera. Las muestras directamente sobre la PTS y sobre la TTC señalan la dominancia de una sola especie, *Fragilaria brevistirata*, que parece ser una especie pionera después de la perturbación del sistema por la caída de los materiales volcánicos. Entre la PTS y la TTC, el conjunto pantano alcalino que domina la secuencia, marca una primera etapa de aguas someras entre los 11 600 y los 8 500 años AP. Arriba de la TTC y hasta los 3.00 m (*ca.* 6 500 años AP), el conjunto lago de agua dulce domina y marca una fase de mayor tirante de agua. A una profundidad de entre 3.00 y 1.40 m (*ca.* 6 500 a 2 500 años AP), el conjunto estanque de agua dulce está presente con una interrupción entre los 2.20 y el 1.80 m, donde el predominio del conjunto pantano alcalino indica una segunda etapa somera del lago entre los *ca.* 5 000 y los 4 000 años AP. Nuevamente, a una profundidad de entre 1.40 m y 0.65 m, se registra la preponderancia del conjunto pantano alcalino, la cual indica una tercera etapa de aguas muy someras entre *ca.* 2 500 y 800 años AP.

Sin bien la base del intervalo (1.35-1.25 m, ca. 2 500 a 2 000 años) se caracteriza por un conjunto pantano alcalino con la presencia de *Cyclotella pseudostelligera*, especie del conjunto lago de agua dulce, esto sugiere más bien un tirante de agua levemente mayor. En cambio, la etapa entre 1.25 y 0.65 m (ca. 2 000 y 800 años AP) se presenta con un ambiente de agua muy somera. La parte más reciente de la secuencia estudiada (0.60 a 0.50 m) muestra la presencia de una mezcla de especies de pantano alcalino y lago de agua dulce, lo que indica una recuperación en el nivel de agua subsiguiente a la fase somera.

### REGISTRO DE POLINOMORFOS

En la secuencia de STCRZ, se recuperaron 126 tipos polínicos diferentes, aunque solamente se presentan en el diagrama de frecuencias relativas los taxa que tuvieron porcentajes superiores a 5% o que tienen algún significado ecológico. Los taxa se agruparon en seis grupos con base en su ecología: 1. árboles y epífitas, 2. arbustos y hierbas, 3. esporas de helechos, 4. acuáticas y subacuáticas, 5. algas, y 6. esporas de hongos (Figura 6). La suma polínica se realizó tomando en consideración los grupos 1, 2 y 3, cuyos datos están expresados en porcentajes, mientras que los datos de los grupos 4, 5 y 6 se expresan en términos del porcentaje de la suma polínica (Figura 6). En la Figura 7 se presenta la relación del porcentaje de polen arbóreo, no arbóreo y esporas de

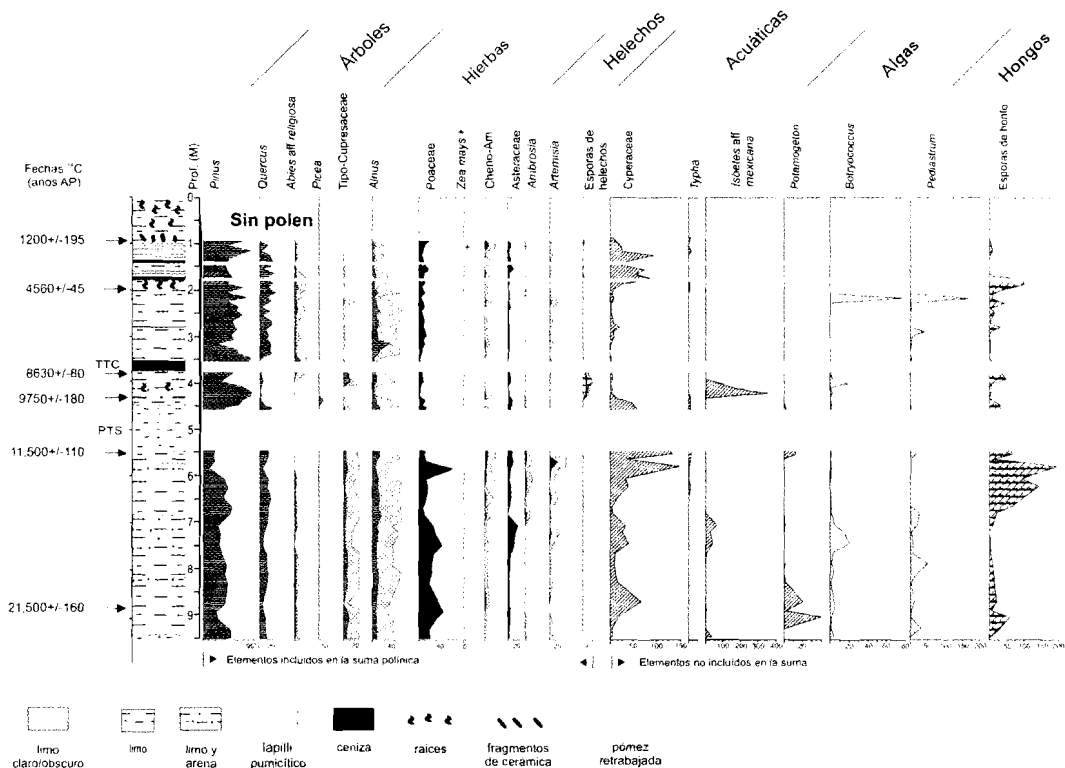


Figura 6. Diagrama polínico resumido de la secuencia STCRZ. El polen de los grupos 1 (árboles), 2 (hierbas) y 3 (helechos) están incluidos en la suma polínica y están expresados en porcentaje. Los grupos 4 (acuáticas), 5 (algas) y 6 (esporas de hongos), no están incluidos en la suma y están expresados como porcentaje de la suma polínica.



helecho, así como la concentración polínica y la concentración de partículas de carbón expresadas en número de gramos o partículas por centímetro cúbico.

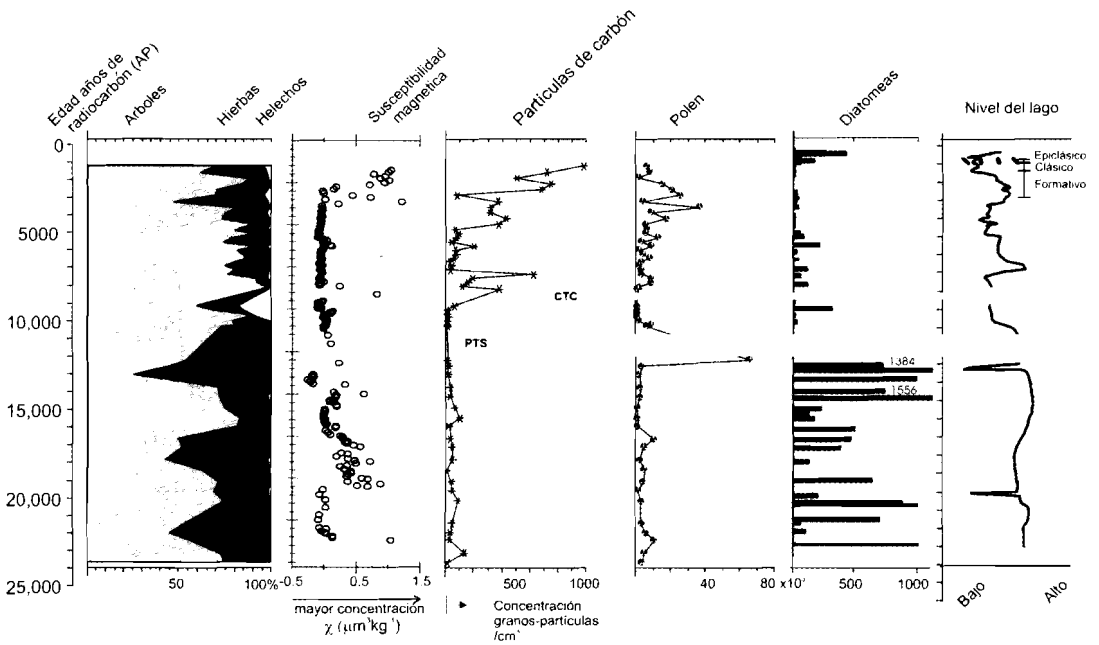


Figura 7. Diagrama sintético de la secuencia STCRZ que muestra las variaciones en el porcentaje de polen arbóreo vs. polen no arbóreo. Las concentraciones de susceptibilidad magnética, partículas de carbón, polen y diatomeas. La reconstrucción de los niveles lacustres con base en el conjunto de diatomeas.

En el diagrama de polen (Figura 6), los conjuntos palinológicos pleistocénicos que abarcan desde la base de la secuencia (*ca.* 24 000 años AP) hasta el depósito de la PTS (*ca.* 11 600 años AP), se distinguen claramente de los conjuntos pertenecientes al Holoceno.

Los conjuntos pleistocénicos contienen abundante polen de plantas herbáceas, principalmente de pastos y compuestas, y, en menor proporción, polen de *Pinus*, *Quercus*, *Alnus* y el tipo Cupressaceae. En el diagrama palinológico (Figura 6) se observan máximos de polen no arbóreo en tres profundidades: la primera a 8.81 m (*ca.* 21 300 años AP), la segunda a 7.54-7.00 m (17 500 y 16 000 años AP), y la tercera a 5.70 m (*ca.* 12 600 años AP). Estos altos valores de herbáceas se correlacionan con el aumento en plantas de ambientes pantanosos como son las ciperáceas e *Isöetes aff. mexicana*, un helecho sumergido, indicador de aguas frías.

El conjunto de algas clorofíceas (*Zygnemataceae*, *Pediastrum*, *Spirogyra* y *Botryococcus*) está presente con abundancias variables (Figura 6). Las concentraciones de polen son bajas, excepto por un pico debajo la PTS a los 5.40 cm. Las partículas de carbón son también escasas en el intervalo de *ca.* 24 000 a 11 600 años AP.

El registro palinológico holocénico de la secuencia de STCRZ se caracteriza por una reducción importante del conjunto de polen de hierbas, en particular los pastos de los taxa de pantano, y un incremento en los porcentajes de árboles principalmente de pinos y en menor proporción de encino. Además, se incrementan los valores de concentración de polen y de partículas de carbón.

Después del evento volcánico que produjo el depósito de la PTS, los conjuntos polínicos muestran que entre los 4.40 y los 4.30 m (ca. 10 000 y 9 000 años AP) hay una expansión en los componentes del bosque de coníferas. Sin embargo, el clima prevaleciente continúa siendo frío, como lo indica el registro, a los 4.40 m (ca. 10 000 años AP), con polen de *Picea*, un árbol que actualmente se distribuye en el norte del país en bosques de condiciones frías-templadas (Figura 6).

Entre la TTC y el 1.70 m (ca. 8 500 a 3 700 años AP), las comunidades boscosas con *Pinus*, *Quercus* y *Alnus* están bien representadas, lo que sugiere un incremento en la temperatura con la consecuente expansión de los bosques. La presencia de *Abies aff. religiosa* es continua con porcentajes mayores que durante el Pleistoceno, lo cual sugiere ambientes más húmedos y templados. Para el Holoceno tardío, a una profundidad de entre 1.70 y 0.90 m de la secuencia (ca. 3 700 a 1 200 años AP; 2200 aC a 700 dC), el registro polínico muestra un máximo (>50%) de polen no arbóreo que puede estar relacionado con la deforestación en la zona, lo cual se basa en evidencias arqueológicas y puede atribuirse a la expansión de la población humana en el área.

Desde el punto de vista palinológico, la presencia de polen de maíz a 0.90 m (ca. 1 200 años AP; 700 dC), correspondiente al horizonte que contiene abundante material cerámico, es indicativa de actividad humana. En los sedimentos arriba de 1.70 m (ca. 3 700 años AP, 2200 aC) se registra en el diagrama (Figura 7) la presencia de abundantes partículas de carbón, probablemente atribuida al origen antropogénico, es decir, resultado de quema intencional de vegetación por los pobladores antiguos de la zona.

## DISCUSIÓN

El conjunto de datos paleoambientales obtenidos en la secuencia de STCRZ muestra que durante el periodo analizado (últimos 22 000 años), ocurrieron importantes fluctuaciones ambientales que ocasionaron cambios en el lago y en el paisaje. A continuación se presentan primero las variaciones en el ambiente durante el Pleistoceno tardío de ca. 22 000 hasta el depósito de la PTS (11 600 años AP), y después los cambios registrados en el Holoceno (los últimos 10 000 años AP).

### EL PLEISTOCENO TARDÍO

Con base en el estudio de los conjuntos de diatomeas, se reconstruye para el Pleistoceno tardío un lago de agua dulce con pequeñas variaciones en su tirante de agua, que alcanza una mayor profundidad a los 21 000 años AP, y entre los ca. 16 000 a 12 000 años AP. En el registro palinológico se documenta, para ese periodo, una cobertura arbórea pobre con abundante polen de pastos, lo que indica la existencia de bosques abiertos con pastizales que sugieren climas muy fríos (Figura 6).

La concentración polínica es baja, de 460 a 10 500 granos/cm<sup>3</sup> (Figura 7). Entre los 19 000 y los 16 000 años AP, etapa en la que se documenta uno de los máximos de polen herbáceo, se detecta un aumento en la entrada de sedimentos al lago, registrado por un aumento en susceptibilidad magnética, alto contenido de Ti-magnetitas de grano grueso y alta hematita/goethita (Figura 3). Esto indica que entre los 19 000 y los 16 000 años AP, existió una tasa de

erosión mayor, relacionada con un desarrollo de suelo pobre y una escasa cobertura vegetal.

Con base en la nueva cronología glacial para el Nevado de Toluca, donde las edades de las morrenas pleistocénicas son: M-II-1: 24 000 a 17 000 años AP, y M-II-2: 17 000 a 11 600 años AP, consideramos que los valores máximos de polen herbáceo (*ca.* 21 300 años AP, y entre 17 500 y 16 000 años AP) corresponden con dichos avances glaciares.

De acuerdo con el cálculo de Vázquez-Selem (2000), durante las etapas de mayor extensión glacial, disminuyó la temperatura entre 5 y 9 °C. Una depresión en la línea de equilibrio de los hielos, del orden de 930 a 730 m por debajo de la actual, se asocia con el descenso en la temperatura. La línea arbolada, frontera entre el bosque de *Pinus hartwegii* y el zacatonal alpino, que actualmente se localiza entre los 4 300 y los 4 000 msnm, también sufrió fluctuaciones, situándose entre 900 y 700 m por debajo de su posición actual. De esta manera se modificaron la distribución y la composición de las comunidades vegetales.

Si consideramos una depresión de *ca.* 900 m de la línea arbolada durante los avances glaciares del Pleistoceno tardío, el límite entre el bosque de *P. hartwegii* y el zacatonal estuvo posiblemente a los *ca.* 3 100 m. Los conjuntos polínicos de la secuencia de STCRZ indican la presencia de bosques muy abiertos con abundantes pastos, los cuales se establecieron en respuesta a las condiciones frías y probablemente secas del último máximo glacial. Nuestros datos indican que las condiciones más extremas ocurrieron entre 19 000 y 16 000 años AP.

Entre los 16 000 y los 12 000 años AP, el aporte de sedimentos al lago es menor y el nivel lacustre es ligeramente más alto (Figura 5). Hacia el final del Pleistoceno, antes de la caída de la PTS (*ca.* 12 600-12 400 años AP), ocurre un periodo corto donde se registra el valor más alto de polen de pastos, así como de ciperáceas, indicadoras de pantano, y un aumento de hematita en los datos magnéticos que sugiere condiciones de oxidación asociadas con ambientes de pantano.

La correlación con otras secuencias en Chignahuapan (Caballero *et al.*, 2001 y 2002) confirma que alrededor de los 14 000 años AP, las condiciones de un lago de agua dulce se extendieron por amplias zonas de la cuenca, con una reducción de niveles lacustres cerca de los 12 400 años AP y una posterior recuperación del tirante de agua antes de la caída de la PTS (Caballero *et al.*, 2002).

En los registros palinológicos y paleolimnológicos del centro de México, en particular en la vecina cuenca de México, en el lago de Chalco (Lozano García *et al.*, 1993; Lozano García y Ortega, 1994 y 1998; Lozano García, 1996; Sosa, 2001; Caballero y Ortega, 1998) hay una representación escasa de los conjuntos de polen arbóreo, la cual indica la existencia de bosques muy abiertos con abundantes pastos en respuesta al clima frío y seco del máximo glacial. En el registro paleolimnológico de Chalco también se detectan niveles de agua relativamente bajos entre los 19 000 y los 18 000 años AP y una tendencia posterior a un nivel de agua levemente más profundo. Los registros de Texcoco y Tecomulco, sin embargo, se caracterizan por hiatos de sedimentación durante el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno medio (15 000 a 5 000 años AP) (Lozano García y Ortega, 1998; Caballero *et al.*, 1999).

## EL HOLOCENO

El registro palinológico del Holoceno se caracteriza por un incremento en el polen de árboles, una reducción en los conjuntos de hierbas y las acuáticas, una concentración polínica mayor y un número significativo de partículas de carbón (Figura 7). En cuanto al nivel lacustre, se observa en esa época una mayor variabilidad, con tres etapas someras (ca. 11 000-8 500, ca. 4 500 y ca. 1 200 AP). El registro de mineralogía magnética indica en general poca erosión en el Holoceno, antes de ca. 2 500 años AP, aunque sí se observan cambios significativos en el tipo de minerales y tamaño de los mismos (Figura 3).

Posterior a la caída de la Pómez Toluca Superior y hasta la caída de la TTC (8 500 años AP), el nivel de agua en Chignahuapan fue menor, quizá asociado, por lo menos parcialmente, con el azolve del vaso lacustre por los intensos aportes de material volcánico (Figura 5). Después del episodio volcánico, se observa la expansión de los elementos del bosque de coníferas entre ca. 10 000 y 9 000 años AP (Figura 6). Las condiciones climáticas continúan siendo frías, como se infiere de la presencia de polen de *Picea* a los ca. 10 000 años AP.

En otras secuencias de la Faja Volcánica Transmexicana (Ohngemach, 1977; González y Fuentes, 1980; Lozano García *et al.*, 1993; Sosa, 2001) se ha reportado la presencia de polen de *Picea*, lo que indica que este *taxon* tuvo una distribución más amplia durante la época glacial en México. El avance glacial denominado MIII (de antigüedad menor a los 11 600 años AP) por Heine (1994), y documentado para el Nevado de Toluca, se correlaciona con el avance Milpulco-1 del volcán Iztaccíhuatl fechado entre los 10 000 y los 9 000 años AP (Vázquez Selem y Heine, 2004). Este periodo de condiciones frías y su término se ven reflejados en la mineralogía magnética, en la que predominan Ti-magnetitas relativamente gruesas, y que cambia drásticamente a una predominancia de hematitas/goethitas después de aproximadamente 9 000 años AP (Figura 3). Este evento de condiciones frías culmina en el registro de polen con un aumento de las hierbas y de esporas de helecho y se correlaciona con un periodo de aguas someras entre los 11 000 y los 8 500 años AP.

La caída de la ceniza proveniente del volcán Tres Cruces, ubicado al sur de la cuenca del Alto Lerma, ocurre dentro de un ambiente de agua relativamente somero y con escasa presencia de acuáticas (Figura 6). Los registros indican la existencia de condiciones subaéreas en el lago durante y poco tiempo después del depósito de la TTC. Abundantes partículas de carbón se registran en los sedimentos arriba de la TTC probablemente como resultado de fuegos ocasionados por la actividad volcánica (Figura 7).

Para el periodo comprendido entre los ca. 8 500 a 3 700 años AP, se infiere una mejora en las condiciones climáticas, la cual es evidente por los elementos de las comunidades boscosas (*Pinus*, *Quercus* y *Alnus*) bien representadas por el diagrama de polen. También *Abies* aff. *religiosa* tiene una presencia continua y con porcentajes mayores que durante el Pleistoceno tardío. En cambio, el tipo polínico Cupressaceae reduce su presencia en este tiempo y el conjunto de hierbas mantiene valores bajos (Figura 6). Señales palinológicas similares a éstas se han encontrado en otras secuencias, en particular la marcada presencia de *Abies* durante el Holoceno.

Entre los 8 500 y los 6 500 años AP, las diatomeas indican la presencia de un lago de agua dulce. La correlación con otras secuencias estudiadas en Chignahuapan indica que durante ese intervalo existió un lago de agua dulce en amplias zonas de la cuenca (Caballero *et al.*, 2002; Valadez, 2005). En cuanto a los minerales existe también una mayor abundancia de hematitas/goethitas, que sugiere condiciones relativamente cálidas, en donde ocurre la oxidación de minerales de Fe.

Entre los 6 500 y los 5 000 años AP se presenta una leve reducción del nivel y se establece un estanque de agua dulce. Hacia los *ca.* 5 100 años AP en el diagrama de polen se indica la presencia de algas como *Pediastrum* y *Botryococcus*. Posteriormente, entre los 5 000 y los 4 000 años AP (*ca.* 3500 a 3000 aC), las diatomeas y el polen indican condiciones de aguas muy someras, con el establecimiento de un pantano alcalino, la reducción del número de subacuáticas, acuáticas y algas, y el aumento de esporas de hongos (figuras 3, 5 y 6). Este evento de niveles lacustres bajos también es documentado en los estudios previos en Chignahuapan (Metcalf *et al.*, 1991; Caballero *et al.*, 2002), lo que es indicativo de niveles lacustres bajos en toda la cuenca.

Entre los 6 500 y los 4 000 años AP, disminuye la formación de hematitas/goethitas, y dominan los minerales ferrimagnéticos de tamaño fino, en un medio con mayor contenido de materia orgánica. Estas condiciones quizá indiquen la neoformación de magnetitas, probablemente resultado de la acción bacteriana en el pantano.

El Holoceno tardío es un periodo de cambios importantes en la zona, cuando, además, el impacto humano en el ambiente deja su huella en los registros paleoecológicos.

Entre los 4 000 y los 2 500 años AP (2500-800 aC), el tirante de agua se recupera levemente con el restablecimiento de un estanque de agua dulce. En el diagrama de polen, la influencia humana se detecta entre los 3 700 y los 1 200 años AP (2200 aC-700 dC) por los valores máximos de partículas de carbón y de las plantas herbáceas, asociados probablemente con la deforestación. Los valores más altos de hierbas corresponden a *ca.* 3 100 AP (*ca.* 1500 aC) (Figura 7). Esta deforestación se observa claramente en el aumento de  $\chi$ . Además, los valores más altos de concentración polínica (Figura 7) están relacionados con polen de hierbas, más que con elementos del bosque. De acuerdo con la evidencia arqueológica, durante ese tiempo, que corresponde arqueológicamente al Formativo temprano (1500-100 aC) (Sugiura *et al.*, 1994), aparecen los primeros asentamientos humanos en la zona.

En la secuencia palinológica, solamente se recuperó polen de maíz a los *ca.* 1 200 años AP (700 dC), periodo que se correlaciona con el fin del Clásico tardío y el principio del Epiclásico (Figura 4). Un periodo de aguas particularmente someras ocurre entre 2 000 y 800 años AP (200-1000 dC) y corresponde a los valores más altos de partículas de carbón. La correlación con los datos paleolimnológicos indica que la etapa entre los 1 400 y los 800 AP (550-1000 dC) corresponde a un periodo somero en todo Chignahuapan, lo cual representa una importancia particular, pues esta fase se correlaciona con la ocupación del sitio de Santa Cruz Atizapán. Hasta hace unas décadas, los pobladores ribereños de la ciénaga de Chignahuapan quemaban la vegetación acuática durante el periodo de secas (mayo) para mantener los canales libres

con el fin de agilizar el tránsito y para realizar actividades de caza y pesca.<sup>2</sup> Probablemente, esta práctica común en nuestros días, ocurría en épocas pasadas para propósitos similares.

La presencia de abundantes partículas de carbón microscópico que se presentan en la parte superior de la secuencia (Figura 7), así como la recuperación de fragmentos mayores durante la excavación, sugieren que los antiguos habitantes de la zona pudieron haber realizado prácticas semejantes a las que se observan ahora.

Posterior a los 900 dC, el registro de polen se interrumpe. Los datos del presente trabajo y de los estudios previos son consistentes con un aumento en el nivel lacustre posterior a los *ca.* 800 AP (1000 dC) (Figura 5). Este aumento en el nivel del agua parece estar asociado con el abandono de estos sitios hacia finales del Epiclásico (900 dC). Hay evidencias en otros sitios del centro de México que indican que esta fase de relativa sequía durante el Clásico y el Epiclásico se extendió por una amplia zona del centro de México, desde Michoacán hasta Yucatán, y afectó el desarrollo cultural de toda esta región.

## AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se realizó con apoyo de los proyectos DGAPA IN104797 y Conacyt G-28528-T. Tres fechamientos de radiocarbono (claves NSRL) fueron parcialmente financiados por la National Science Foundation (NSF), proyecto ATM-9809285 otorgado a la Universidad de Colorado (INSTAAR- Laboratory for AMS Radiocarbon Preparation and Research). Cecilia Caballero realizó algunas medidas de propiedades magnéticas dentro del programa Visitors Fellowship del Institute for Rock Magnetism (IRM), de la Universidad de Minnesota.

<sup>2</sup> Aun hoy día, esta costumbre se sigue practicando entre los lugareños principalmente para contrarrestar el crecimiento y la expansión indebida de vegetación acuática.