



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

**“ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS DE FACIES DE LOS SEDIMENTOS
LACUSTRES DEL CUATERNARIO TARDÍO DE LA CUENCA DE CHALCO,
MÉXICO”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:

DIMITRIS HERRERA HERNÁNDEZ

Dirigida por la Dra. Beatriz Ortega Guerrero

México, D.F. Febrero 2011



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.

Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del Cuaternario tardío de la cuenca de Chalco, México

Dimitris Herrera Hernández
Dirigida por la Dra. Beatriz Ortega
Guerrero

Ciudad Universitaria, DF
Febrero, 2011

CONTENIDO

Resumen

Agradecimientos

I. Introducción (10)

1.1 Problemática

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos particulares

II. Cuenca de Chalco: contexto regional y local (14)

2.1 Localización

2.2 Fisiografía

2.2.1 Contexto regional

2.2.2 Fisiografía de Chalco

2.3 Clima:

2.3.1 Clima de México: presente y pasado

2.3 Geología

2.3.1 Geología regional

2.3.1.1 Faja Volcánica Transmexicana

2.3.1.2 Cuenca de México

2.3.2 Geología de la subcuenca Chalco

III. Obtención y análisis de los sedimentos lacustres de Chalco (30)

3.1 Muestreo

3.2 Análisis iniciales y submuestreo

3.2.1 Susceptibilidad magnética

3.2.2 Densidad aparente

3.2.3 Disección y obtención de imágenes

3.3 Descripción de los sedimentos

3.3.1 Descripción macroscópica

3.3.2 Preparación de frotis

3.3.3 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

3.4 Análisis geoquímicos

3.4.1 Difracción de rayos X

3.4.2 Fluorescencia de rayos X

3.5 Marco cronológico

3.5.1 Excursiones del campo geomagnético axial

3.5.2 Fechamientos por ^{14}C AMS

3.5.3 Modelo de edad

IV. Estratigrafía y cronología de los sedimentos lacustres de Chalco (37)

4.1 Estratigrafía y facies de Chalco

4.1.1 Facies detríticas y volcánicas

4.1.1.1 Arcilla limosa parda

4.1.1.2 Arcilla limosa parda con materia orgánica

4.1.1.3 Arcilla negra con materia orgánica

4.1.1.4 Limo pardo amarillento

4.1.1.5 Limo pardo rojizo

4.1.1.6 Limo arcilloso pardo grisáceo oscuro

4.1.1.7 Arcilla limosa gris

4.1.1.8 Limo arcilloso pardo oliváceo

4.1.1.9 Depósitos volcánicos

4.1.2 Facies biogénicas

4.1.2.1 Ooze de diatomeas

4.1.2.2 Ooze de ostrácodos

4.1.3 Facies químicas

4.1.3.1 Lodo de calcita micrítica pardo amarillenta

4.2 Descripción cualitativa del contenido de diatomeas

4.3 Cronología y modelo de edad

4.3.1 Fechamientos por ¹⁴C AMS

4.3.2 Resultados previos de los análisis paleomagnéticos: excursiones geomagnéticas

4.3.3 Modelo de edad

V. Historia deposicional y registro paleoclimático de la cuenca de Chalco durante el Cuaternario tardío (60)

5.1 Historia deposicional y modelo de facies de la cuenca de Chalco

5.1.1 Etapas deposicionales y ambientes sedimentarios

- Etapa 1: (~225 ka AP - ~190 ka AP)
- Etapa 2: (~190 ka AP - ~160 ka AP).
- Etapa 3: (~160 ka AP - ~122 ka AP).
- Etapa 4: (~122 ka AP - ~75 ka AP)
- Etapa 5: (~22 ka AP - la actualidad)

5.2 Registro paleoclimático de la secuencia de Chalco durante el Cuaternario tardío

Conclusiones (74)

Referencias (76)

Apéndices (89)

I: Columnas estratigráficas de los núcleos de Chalco (CHA08)

II: Depósitos volcánicos de Chalco

III: Tablas resumen de los frotis

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS

Figura 1: Situación de la cuenca de Chalco (14)

Figura 2: Modelo climático de México (17)

Figura 3: Climas de México (18)

Figura 4: Localización de la Faja Volcánica Transmexicana (20)

Figura 5: Evolución de la Faja Volcánica Transmexicana (21)

Figura 6: Pozos de PEMEX (1987) cuenca de México (22)

Figura 7: Sección geológica de la cuenca de México y pozos de PEMEX (1987) (25)

Figura 8: Mapa geológico de Chalco (26)

Figura 9: Sección geológica de Chalco (27)

Figura 10: Columna estratigráfica de Chalco (28)

Figura 11: Localización de los sitios de perforación de los núcleos CHA08 (30)

Figura 12: Núcleos perforados a escala de profundidad (31)

Figura 13: Imágenes ópticas y radiografías de algunos tramos de los núcleos CHA08 (33)

Figura 14: Correlación de facies de los núcleos CHA08 (38)

Figura 15: Columna estratigráfica compuesta de los núcleos CHA08 (39)

Figura 16: Microfotografías de cuarzo policristalino (40)

Figura 17: Microfotografías de frotis (45)

Figura 18: Microfotografías en el MEB (46)

Figura 19: Diagramas de composición de tefras (48)

Figura 20: MEB de frústulos de diatomeas (50)

Figura 21: Microfotografías de ostrácodos (51)

Figura 22: Imagen óptica de dos tramos del núcleo CHA08-VI (51)

Figura 23: Zonación vertical en la secuencia maestra del contenido de diatomeas (53)

Figura 24: Registro de las excursiones del campo geomagnético axial en la secuencia maestra (56)

Figura 25: Inclinación magnética de los tramos CHA08-II-tr14inf y CHA08-II-tr15sup (57)

Figura 26: Correlación de la susceptibilidad magnética con la curva de paleotemperaturas del mar Caribe (58)

Figura 27: Modelo de edad (59)

Figura 28: Distribución vertical de las etapas deposicionales de Chalco (61)

Figura 29: Etapa 1 (63)

Figura 30: Etapa 2 (64)

Figura 31: Etapa 3 (66)

Figura 32: Etapa 4 (67)

Figura 33: Etapa 5 (69)

Figura 34: Correlación de la susceptibilidad magnética con los registros de Vostok y SST del Caribe (72)

TABLAS

Tabla 1: Estratigrafía de la cuenca de México (24)

Tabla 2: Facies de Chalco (42)

Tabla 3: Mineralogía de tefras por DRX (47)

Tabla 4: Elementos mayores (49)

Tabla 5: Mineralogía carbonatos por DRX (52)

Tabla 6: Fechamientos por ^{14}C (55)

Resumen

Con el propósito de ampliar la información paleoambiental del Cuaternario tardío en el centro de México, se colectaron en la primavera y verano del 2008 cinco núcleos de sedimentos lacustres (CHA08-II, CHA08-III, CHA08-IV, CHA08-V y CHA08-VI), en un sitio próximo al depocentro de la cuenca de Chalco (19° 15' 13" N, 98° 58' 39" O), al SE de la ciudad de México. En ellos se recuperó un total de 209 m de sedimentos, hasta una profundidad de 122 m, en secciones de 1 o 2 m de largo. En todos los núcleos se obtuvo un registro continuo de datos físicos como susceptibilidad magnética y densidad aparente; y en muestras específicas datos geoquímicos (FRX, DRX). La identificación y caracterización de las facies sedimentarias se realizó con base en la descripción macroscópica de los sedimentos; color, textura, estructuras sedimentarias, estratificación, y se complementó con la observación de los componentes clásticos, biogénicos y químicos.

Con base en la estratigrafía y composición de los sedimentos, se identificaron 12 facies agrupadas en tres categorías, de acuerdo a sus características y origen: a) facies detríticas y volcánicas, b) facies biogénicas y c) facies químicas. La identificación de facies sedimentarias en los cinco núcleos permitió, a partir de la correlación de los mismos, el establecimiento de la secuencia maestra o principal de Chalco, que abarca 122 m de profundidad. La misma se construyó utilizando los núcleos CHA08-III, CHA08-V y CHA08-VI, debido a que son los que tienen mejor recuperación, y se completó con algunos tramos de los núcleos CHA08-II y CHA08-IV.

El marco cronológico preliminar para la secuencia sedimentaria se basa en el posible registro de tres excursiones del campo geomagnético axial: Laschamp (ca. 40 ka), evento Blake (ca. 120 ka) y Pringle Falls (ca. 220 ka). Adicionalmente, se obtuvieron cinco edades por ^{14}C en extractos de polen en muestras provenientes de los XX m superiores, y se identificaron cuatro tefras documentadas previamente: "pómez Ocre" (Arana-Salinas et al., 2010), Pómez Toluca Superior (Ortega y Newton, 1998), "Pómez con Andesita" o "Tutti frutti" (Mooser y González-Rul, 1961; Siebe y Macías, 2004) y la "Gran Ceniza Basáltica" (Ortega Guerrero, 1992; Caballero Miranda, 1997). Con estos datos cronológicos disponibles se construyó un modelo de edad, el cual propone que la secuencia de Chalco abarca un rango temporal de ca. 225 ka.

De acuerdo a las facies identificadas, las diatomeas más comunes observadas en los frotis a 40x y el modelo de edad propuesto, se estableció la historia deposicional de la cuenca de Chalco durante los últimos ca. 225 ka, la cual está dividida en cinco etapas principales. Estas etapas coinciden cronológicamente con los rangos temporales que abarcan los estadios e interestadios isotópicos marinos (MIS) 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7. Esta relación podría indicar que la cuenca de Chalco fue muy sensible a cambios ambientales derivados de fluctuaciones climáticas globales, actividad volcánica y más recientemente humana durante el Cuaternario tardío.

Abstract

In order to contribute to the knowledge of paleoenvironmental information during the Late Quaternary in central Mexico and the neotropics, five cores (CHA08-II-III, CHA08-IV-V and CHA08-CHA08-VI) were obtained in the spring and summer of 2008, at a site near the depocenter of the basin of Chalco (19° 15' 13" N, 98° 58' 39" W), southeast of Mexico City, recovering a total of 209 m of sediments, to a depth of 122 m. The identification and characterization of sedimentary facies was based on the macroscopic description of sediment such as color, texture, sedimentary structures, stratification, and complemented with the microscopic observation of clastic, biogenic and chemical components. In all cores, a continuous record of physical data as magnetic susceptibility and bulk density were obtained, and geochemical data (XRF, XRD) were obtained in discrete samples.

According to the stratigraphy and composition of the sediments, 12 facies were identified and grouped into three categories according to their genetic characteristics: a) detrital and volcanoclastic facies, b) biogenic facies and c) chemical facies. The identification of sedimentary facies in the five cores allowed the correlation of the cores, and to establish the master sequence of Chalco of the upper 122 m sediments. The master sequence was constructed using cores CHA08-III, and CHA08-V and CHA08-VI, as they have better recovery, and it was complemented with some sections of the cores and CHA08-II and CHA08-IV.

A preliminary chronological framework is based on the possible record of three geomagnetic field excursions: Laschamp (ca. 40 ka), Blake event (ca. 120 ka) and Pringle Falls (ca. 220 ka). In addition to the paleomagnetic record, five ^{14}C ages in pollen extracts from samples of the XX upper sediments, and four previously documented tephras were identified, as the "Ochre Pumice" (Arana-Salinas et al., 2010), "Upper Toluca Pumice" (Ortega and Newton, 1998), "Pumice with Andesite" or "Tutti Frutti" (Mooser and González-Rul, 1961; Siebe and Macías, 2004; Espinasa-Pereña and Martin-Del Pozzo, 2006) and the "Great Basaltic Ash" (Ortega Guerrero, 1992; Caballero Miranda, 1997). With these data available, a chronological age model was built, which proposes that the sequence of Chalco covers a time period of ca. 225 ka.

According to the identified facies, the most common diatoms observed in the smear slides at 40X and the proposed age model, the depositional history of the Chalco basin during the past ca. 225 ka BP was established. It is divided into five main stages. These stages coincide with the chronological time span of the Marine Isotope Stage (MIS) 1, 2, 3, 4, 5, 6 and 7. This relationship could indicate that the basin of Chalco was very sensitive to environmental changes resulting from climatic fluctuations, volcanic activity and more recently human activity during the late Quaternary.

Agradecimientos

Agradezco a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero por el apoyo incondicional que siempre me brindó durante todo el tiempo que dediqué a terminar esta etapa en mi vida profesional. Sin su ayuda y entrega a este proyecto, no habría sido posible la elaboración de este trabajo. A los revisores de la tesis: Dr. Lorenzo Vázquez, Dra. Elena Centeno, Dra. Ana Lillian Martin del Pozzo y Dr. Sergey Sedov, por sus valiosos comentarios.

Al Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) por la beca que durante dos años y medio me permitió realizar los estudios de maestría, particularmente al Dr. Santiago Borrero Mutis, Claudia Ulloa, Francisco García, Julieta García y Norberto García. Agradezco mucho al posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, especialmente a la Dra. Elizabeth Solleiro, Araceli Chaman y Graciela Solache, por sus servicios y amabilidad que mostraron durante la realización de la maestría.

A los doctores Margarita Caballero, Socorro Lozano, Teresa Pi y Jesús Solé por su aportación en el análisis de diatomeas, fechamientos de muestras de polen y análisis de difracción de rayos X. A los técnicos académicos Susana Sosa, Alejandro Rodríguez, Teodoro Hernández, José Antonio González, Lilia Arana y Jaime Díaz, quienes colaboraron durante la perforación de los núcleos y en varios de los análisis incluidos en esta tesis.

Los trabajos realizados en esta tesis fueron parcialmente financiados por los proyectos DGAPA-PAPIIT IN220609 “Historia de la vegetación y cambio climático en escalas milenarias y submilenarias en la cuenca de México” y IN118109 “Paleolimnología y cambio climático en escalas milenarias y submilenarias en la cuenca de México”; así como por el proyecto interno del Instituto de Geofísica G-117 “Mineralogía magnética de sedimentos en cuencas lacustres y secuencias de suelos y paleosuelos cuaternarios”. El Large Lakes Observatory (LLO) de la Universidad de Minnesota-Duluth, otorgó financiamiento para realizar una estancia académica en sus laboratorios, a través del proyecto de la National Science Foundation (NSF) No. ER-0902682, a cargo del Dr. Erik Brown. El Institute for Rock Magnetism (IRM), de la Universidad de Minnesota-Minneapolis (financiado por la NSF, la W. M. Keck Foundation y la Universidad de Minnesota), otorgó una beca a B. Ortega para llevar a cabo los análisis paleomagnéticos iniciales. Al Limnological Research Center (LRC) y LacCore, Universidad de Minnesota, donde se encuentran archivados parte de los núcleos recuperados en Chalco, por las facilidades prestadas.

Agradezco el apoyo que durante toda la maestría tuve de mis familiares; mi madre, María del Pilar; Rafael Herrera, mi padre; a mis hermanos Héctor Herrera y Anniola Herrera, y sobre todo el amor y comprensión de mi compañera de vida, Verónica Macagno.

Muchas gracias a todos aquellos que de alguna u otra forma formaron parte de esta empresa. Gracias a ustedes puedo confirmar que “el ser humano sólo se conoce a sí mismo cuando recorre el mundo”, en especial a mis compañeros y amigos Pasquinel de la Fraga, Rafael Torres, Ángel López, Alejandro Ortega, Alejandro López, Alberto Vázquez, Haydar Martínez, Fabián Aguilar, Lourdes Serrano, Gabriel Vázquez, Estela Cuna, Fernando Núñez, Brenda Ocampo, Rafael López y Gonzalo Galaz.

Los últimos dos millones de años que abarcan el período Cuaternario, se caracterizan por su notable inestabilidad climática, marcada por fluctuaciones de la temperatura media global, distribución de la precipitación y cambios en la circulación oceánica y atmosférica. Especialmente durante los últimos 400 ka las oscilaciones han sido muy marcadas, en ciclos cuya duración es de aproximadamente 100 ka (p. e. Petit et al., 1999; Bond et al., 2001; entre otros). Estos períodos se manifiestan en etapas frías (glaciales) alternadas con fases más cálidas (interglaciales), cuyas evidencias se conservan en el registro paleoambiental (casquetes glaciares, sedimentos lacustres, marinos, etc.). Los cambios denominados ciclos mayores, abarcan escalas temporales entre ~10 ka a ~100 ka y están vinculados con los ciclos o variaciones orbitales de la Tierra, denominados ciclos de Milanković. Los más importantes en relación a su probable impacto en el clima son la excentricidad (~100 ka), cambios en la oblicuidad o inclinación del eje de rotación (~41 ka) y la precesión de los equinoccios (~23/19 ka) (Bradley, 1999). Además de estos ciclos, se reconocen otros de menor duración, probablemente relacionados con la dinámica interna del sistema climático y/o la actividad solar, llamados ciclos o cambios milenarios. Estos se caracterizan por ser relativamente cortos, abruptos y no son estrictamente periódicos. Algunos ejemplos son las oscilaciones Dansgaard/Oeschger (o ciclos D/O) (Dansgaard et al., 1993), los ciclos Bond (Bond et al., 2001), Bolling-Allerod (Cronin, 1999; Hodell et al., 2008) y los eventos Heinrich (Heinrich, 1988).

Los sedimentos lacustres constituyen archivos geológicos en los que se preservan las evidencias de los cambios ambientales ocurridos a lo largo de cientos o miles de años. En estos sistemas deposicionales, al ser muy sensibles a los cambios ambientales, se conservan las evidencias de los procesos sedimentarios derivados de actores exógenos como el clima, y procesos como la erosión, intemperismo, evolución de la biota, etc. y actores endógenos como el tectonismo, volcanismo, la variación del campo geomagnético, entre otros. Se archiva además, el registro de los procesos internos del sistema lacustre, como la producción primaria, cambios en la química del agua, diagénesis, etc. Los lagos tienen generalmente tasas de sedimentación lo suficientemente altas como para registrar cambios paleoclimáticos, paleoambientales y paleoecológicos, con alta resolución temporal.

En México, son de gran interés los sistemas lacustres de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); su formación y evolución durante el Cenozoico, condujo al desarrollo de extensas cuencas sedimentarias y en algunas, como la cuenca de México, se formaron importantes sistemas lacustres. La cuenca de México ha sido objeto de numerosos estudios geológicos, debido en gran medida a la apremiante necesidad de conocer las características del subsuelo donde se ubica actualmente una de las aglomeraciones urbanas más grandes del mundo, la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. La importancia de estos trabajos radica por una parte, en el hecho de que la intensa actividad volcánica y tectónica puede afectar de manera directa a la población y por otra, permiten conocer las características hidrogeológicas de la cuenca y los riesgos a los que se atiene la población residente, como la subsidencia diferencial. Los cambios ambientales relacionados a los climáticos y a la actividad volcánica en el centro de México, han influido significativamente en la evolución de la biota (p. e. Siebe et al., 1999) y en el desarrollo de las culturas prehispánicas (p. e. Córdoba et al., 1994).

La cuenca de Chalco, que forma parte de la cuenca de México, representa un área de gran interés en el estudio de la evolución ambiental en el centro de México y el neotrópico, debido a que los sedimentos lacustres tienen un espesor máximo estimado de 300 a 400 m (Urrutia y Chávez; 1991; Lozano-García et al., 1993; Rodríguez-Chávez, 2003). Extrapolando linealmente la tasa sedimentaria de los primeros 26 m, que oscila entre 0.2 y 0.8 mm/año (Ortega Guerrero, 1992), se estima que este paquete lacustre podría abarcar los últimos 600 ka. En esta escala temporal sería posible documentar las características de los últimos estadios isotópicos marinos 2, 4 y 6 y los interestadios 1, 3, 5 y 7 en el centro de México. Los sedimentos lacustres de Chalco contienen el registro de los cambios paleoambientales, paleoecológicos y paleoclimáticos ocurridos en el centro de México durante el Cuaternario tardío, y algunos de los eventos volcánicos relevantes de la FVTM, como la formación del campo monogenético de Chichinautzin y la actividad de los estratovolcanes Iztaccíhuatl, Popocatepetl y Nevado de Toluca.

Se dispone de un detallado registro paleoambiental de la cuenca de México, derivado de estudios en las cuencas de Texcoco y Chalco (p. e. Bradbury, 1989; Lozano-García et al., 1993; Caballero Miranda, 1997; Ortega et al., 2000, entre otros). Sin embargo, la escala temporal máxima abarca menos de 50 ka (Caballero et al., 1999; Caballero y Ortega, 1998). Durante los últimos 50-40 ka las condiciones ambientales en la cuenca han variado notablemente (Caballero et al., 1999, Ortega et al., 2000), hecho registrado en las fluctuaciones de la profundidad del antiguo sistema lacustre de Texcoco (Caballero y Ortega, 1998), cambios en la vegetación (Lozano y Ortega, 1998) y el registro de parámetros magnéticos (Ortega et al., 2000). La actividad volcánica para este período es notablemente intensa, y se relaciona con la formación del moderno campo monogenético de Chichinautzin (Martin Del Pozzo, 1982) e importantes episodios eruptivos del Popocatepetl (Espinasa-Pereña y Martin Del Pozzo, 2006) y Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Arce et al., 2005).

Los cambios ambientales registrados en una secuencia lacustre pueden ser inicialmente estudiados en la estratigrafía. Las características de los materiales depositados incluyendo cualidades físicas como el tamaño del grano, así como la composición y la disposición geométrica de los materiales al momento de la deposición (estructuras primarias), dependen estrictamente de las condiciones ambientales en las que se depositan y las características de las emisiones volcánicas.

En este trabajo se presenta la caracterización estratigráfica y la propuesta de un modelo de facies para una secuencia lacustre de 122 m de longitud de la cuenca de Chalco, que se obtuvo con la perforación de cinco núcleos en marzo y agosto del 2008. Con los resultados de los análisis paleomagnéticos aún en curso y fechamientos por ^{14}C AMS, se elaboró un modelo de edad preliminar con el objetivo de correlacionar la estratigrafía de la secuencia con cambios climáticos ampliamente documentados como los eventos Heinrich (Heinrich, 1988; Broecker et al., 1992), stadíos e interestadíos isotópicos marinos (Peterson et al., 2000), eventos Dryas (Fairbanks, 1989), ciclos de Bond (Bond et al., 2001; Prokopenko et al., 2001) y ciclos D/O (Dansgaard et al., 1993).

1.1 Problemática:

En el país son pocos los registros de sedimentos lacustres que abarquen escalas temporales de varias decenas de miles de años. Registros con un aceptable control cronológico como los de Zacapu en Michoacán (Ortega et al., 2002) y Tecocomulco en Hidalgo de ~50 ka (Caballero et al., 1999), San Felipe, Baja California de ~70 ka (Ortega Guerrero et al., 1999; Lozano García et al., 2002), Babícora, Chihuahua de ~65 ka (Metcalf et al., 2002; Metcalfe, 2006) son los que mayor escala temporal abarcan. La secuencia lacustre de 122 m de longitud de Chalco probablemente comprende de forma continua hasta cerca de 230 ka.

En la cuenca de Chalco sólo se tiene documentada la estratigrafía detallada de los primeros 26 m (p. e. Ortega Guerrero 1992), que abarcan una escala temporal de ~40 ka (Caballero y Ortega, 1998). La caracterización estratigráfica de la secuencia lacustre que se presenta en este trabajo permite, entre otras cosas, ampliar el conocimiento que se tiene sobre los principales cambios ambientales en el centro de México, tanto los derivados de los cambios climáticos, como los relacionados a la actividad volcánica, tectónica y más recientemente la humana.

Con la finalidad de estudiar los cambios ambientales y climáticos en el centro de México durante el Cuaternario tardío, se inició en el 2008 un proyecto inter y multidisciplinario entre los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM, y el Limnological Research Center (LRC), el Institute for Rock Magnetism (IRM) y el Large Lakes Observatory (LLO) de la Universidad de Minnesota. El trabajo de tesis que se presenta, forma parte del mismo.

1.2 Objetivos:

El objetivo general de esta tesis es presentar las características estratigráficas y análisis de facies de los primeros 122 m de sedimentos lacustres de la cuenca de Chalco, y proponer un modelo de facies que explique las principales etapas en la historia deposicional de la cuenca a partir del análisis de la secuencia.

1.2.1 Los objetivos particulares son:

- Identificación y descripción de facies utilizando las características macroscópicas (color, textura, estructuras sedimentarias) y microscópicas (componentes clásticos, bioclásticos y químicos, materia orgánica y carbonatos) como referencia.
- Correlacionar los cinco núcleos perforados y establecer la secuencia estratigráfica maestra.
- Proponer un modelo de facies.
- Comparar la estratigrafía y la curva de susceptibilidad magnética (κ) de la secuencia maestra, con la información paleoclimática disponible, con la finalidad de identificar los cambios climáticos globales en la estratigrafía de Chalco, de acuerdo a un modelo de edad elaborado a partir de fechamientos por radiocarbono y el paleomagnetismo.

CUENCA DE CHALCO: CONTEXTO REGIONAL Y LOCAL

2.1 Localización:

El lago de Chalco ($19^{\circ} 15' 13''$ N, $98^{\circ} 58' 39''$ O) está situado al SE de la cuenca de México (Fig. 1), en la porción centro-oriental de la FVTM; a una altura media de 2,240 msnm. La cuenca está limitada por las sierras Santa Catarina al N, Chichinautzin al S, Nevada al E y la subcuenca de Xochimilco al O, y abarca un área de 1,100 km² (Caballero y Ortega, 1998).

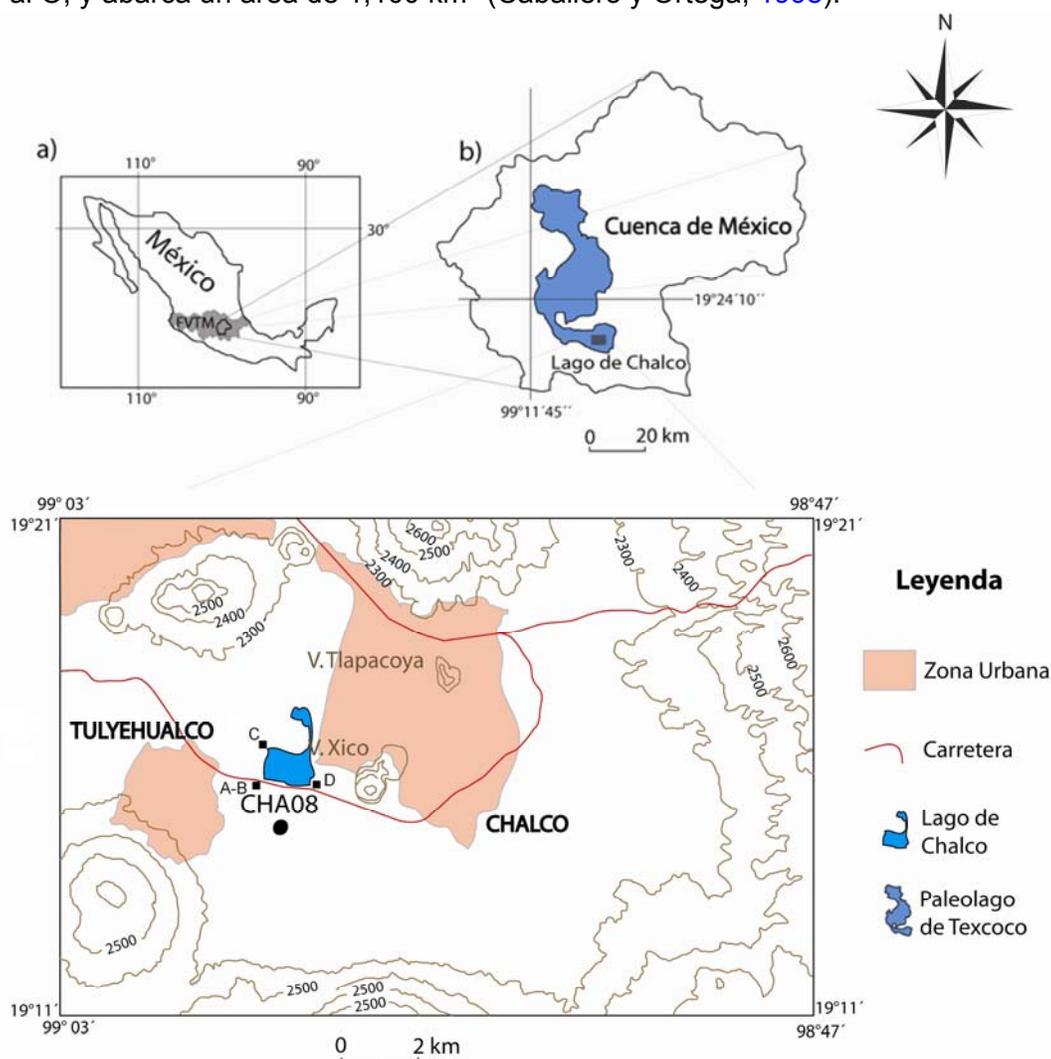


Figura 1: a) Localización de la cuenca de México en la FVTM, b) Localización del lago de Chalco, c) ubicación del área de estudio y sitio de perforación de los núcleos descritos en este trabajo (CHA08) y los núcleos anteriormente reportados por Ortega-Guerrero (1992) A, B, C y D.

2.2 Fisiografía

2.2.1 Contexto regional:

La FVTM (Fig. 1a) se extiende desde las costas del Pacífico en Nayarit al O, hasta el golfo de México en Veracruz al E (Mooser et al., 1987). La provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una anchura que varía entre 80-230 km (Gómez-Tuena et al., 2005). Está orientada preferentemente E-O, formando un ángulo de 16° respecto a la trinchera mesoamericana (Gómez-Tuena et al., 2005). La disposición transversal de la FVTM respecto a la mayoría de las provincias geológicas cuya orientación es NNO-SSE, ha sido el origen del nombre de la provincia (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

La cuenca de México (19°00'-20°00'N y 98°00'-99°30' O) es una estructura geomorfológica cerrada de origen volcánico y tectónico, situada en la porción centro-oriental de la FVTM (Fig. 1b) (Lugo-Hubp et al., 1994). Está delimitada fisiográficamente por sierras de origen volcánico; con un área de 9,600 km², y una altura media de 2,240 m snm. Está limitada al N por la sierra de Pachuca y Tepotzotlán, al S por la sierra de Chichinautzin, al E por las sierras de Río Frío, Calpulalpan y Nevada, al O por la sierra de las Cruces y al NO por las sierras de Monte Alto y Monte Bajo. Otros sistemas montañosos más pequeños resaltan dentro de la llanura sedimentaria, como las sierras de Guadalupe al N de la ciudad de México y Santa Catarina al SE, y los cerros de La Estrella, el Peñón y Chapultepec.

2.2.2 Fisiografía de la cuenca de Chalco:

La fisiografía de la cuenca de Chalco está dominada por edificios volcánicos coalescentes que forman cadenas montañosas, y una llanura volcano-sedimentaria constituida mayormente por sedimentos fluvio-lacustres y depósitos volcánicos provenientes de los volcanes circundantes. La sierra de Santa Catarina al norte de la cuenca, está constituida por una cadena de conos volcánicos cuaternarios dispuestos en dirección ENE; ocupa una superficie de 75 km² (Lugo-Hubp et al., 1994), con una altura máxima de 2,820 m snm con el volcán Guadalupe. La sierra de Chichinautzin al sur, es un extenso campo monogenético que abarca un área de aproximadamente 2,400 km² (Márquez et al., 1999), formada por volcanes de escudo, conos de escoria y domos de lava (Martin Del Pozzo, 1982). Al E-SE de la cuenca se sitúa la sierra Nevada, donde se encuentran las mayores alturas del área, con más de 5,000 m snm: volcán Popocatepetl (5,452 m snm) e Iztaccíhuatl (5,238 m snm). En la llanura sedimentaria resaltan además, otros edificios volcánicos más pequeños aparentemente aislados, como el Xico y Tlapacoya.

2.3 Clima:

2.3.1 Clima de México: presente y pasado

Debido a su posición geográfica y rasgos fisiográficos, México se caracteriza por albergar una variedad importante de climas, que varían de tropical húmedo especialmente al S, a semiárido y árido en algunas regiones del N y centro. El clima moderno está controlado por cambios estacionales, relacionados a la posición de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), la posición de los sistemas de alta presión del Atlántico norte, como el anticiclón de las Bermudas, y la frecuencia y extensión de los centros de baja presión de las latitudes medias (Metcalf et al., 2000, 2006; Lozano García et al., 2007; Vázquez Castro et al., 2008) (Fig. 2).

En el invierno, con el desplazamiento de la ZCIT hacia el S, las condiciones atmosféricas del país están controladas por los sistemas de alta presión del Pacífico y del Atlántico, resultando en condiciones más secas (Metcalf et al., 2006). Una pequeña porción del N de Baja California, recibe humedad aportada por los sistemas ciclónicos del Pacífico y por consiguiente, recibe lluvias durante la estación invernal (Fig. 2a). La fachada oriental, específicamente las costas del golfo de México y el estrecho de Tehuantepec, recibe algunas precipitaciones durante esta estación producto de la incidencia de frentes fríos provenientes de Norteamérica (Mosiño Aleman y García, 1974).

Durante el estío, el desplazamiento al N de la ZCIT permite el establecimiento de un flujo de humedad del E, identificado como una circulación tipo monzónica (Metcalf et al., 2000; 2006) (Fig. 2b). Sin embargo, algunos autores relacionan las precipitaciones estivales del NO de México a la combinación de un flujo húmedo procedente del Pacífico y la actividad convectiva al O de la sierra Madre Occidental (Douglas et al., 1993), al establecerse un centro de baja presión (Blanchet et al., 2007) al que denominan "mozón mexicano - norteamericano", debido a que también afecta el SO de los EU (Fig. 2b). La temporada más lluviosa abarca de junio a septiembre, y coincide con la influencia de ciclones tropicales, tanto en la vertiente atlántica como 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 (Metcalf et al., 2006).

La dinámica de los factores que controlan el clima moderno de México, está afectada por oscilaciones periódicas como El Niño-oscilación del sur (ENOS), la oscilación del Atlántico norte (OAN) y la oscilación decenal del Pacífico (ODP) (Metcalf et al., 2006). Aunque los efectos de la ENOS en el clima del país son complejos, en términos generales se ha observado que el fenómeno de El Niño incrementa las precipitaciones invernales en el NO de México y promueve veranos más secos, mientras que La Niña favorece condiciones inversas.

En todo México, la distribución de la precipitación y temperatura están fuertemente afectadas por la altitud y la fisiografía. Las regiones montañosas correspondientes a las sierras Madre Oriental

y Madre Occidental, y la FVTM (que superan los 5,000 m snm) tienen un marcado clima templado, que se observa entre otras cosas, en el dominio del bosque de pino y encino en gran parte de las regiones montañosas (Metcalf et al., 2006).

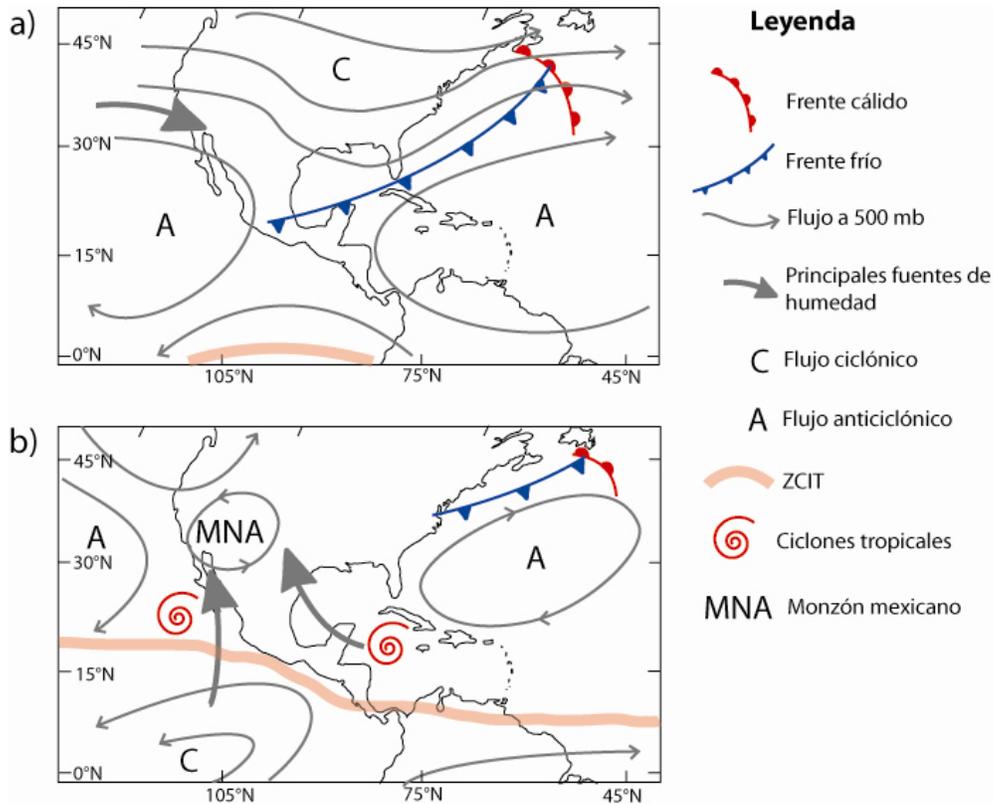


Figura 2: Modelo climático en el que muestran los principales factores que controlan el clima actual de México: a) durante el invierno (cuando la ZCIT se desplaza al S y predominan los sistemas de alta presión del Pacífico y el Atlántico), las condiciones son más secas para la mayor parte del país, a excepción de una pequeña porción del NO de Baja California y la costa del golfo de México debido a la influencia de los sistemas frontales y b) en verano (desplazamiento al N de la ZCIT), las condiciones son más húmedas. En adición, durante esta temporada influyen también las ondas del E que provienen del Atlántico y el Caribe. Muchas veces estas ondas se organizan en ciclones tropicales, y cada año afectan la vertiente del golfo. Modificado a partir de Douglas et al., 1993; Metcalfe et al., 2006; Lozano García et al., 2007; Blanchet et al., 2007.

De acuerdo a la clasificación de Köppen, en México se identifican cinco climas principales, que son: a) **A**, distribuido al S y las costas del golfo de México y parte de la costa del Pacífico; b) **Bw**, ocupa la mayor parte del N del país; c) **Bs**, que representa una pequeña porción al N del país, específicamente en el estado de Tamaulipas; d) **Cw**, se distribuye en las regiones montañosas; y e) **Cs**, sólo se observa en una pequeña porción al N de Baja California (Fig. 3).

El clima de la cuenca de México es templado (Cw), y varía de N a S de semiárido a subhúmedo, con un gradiente de precipitación de 400 mm/año (~400 mm/año en el N y 700-800 mm/año en el S) (Caballero y Ortega, 1998); la cual se concentra entre los meses de mayo y octubre (Sosa Nájera, 2001). La temperatura media anual varía entre 14 y 17°C en la llanura, con una media

máxima de 25 a 28°C durante el verano (Caballero y Ortega, 1998); y de 11 a 15°C en las partes altas, entre 2,000 y 4,000 m snm (Sosa Nájera, 2001).



Figura 3: Distribución de los climas de México, basado en la clasificación de Köppen. Las regiones más húmedas se distribuyen al S en las vertientes del Pacífico y del golfo de México, mientras que las más secas (semi-áridas y áridas) se distribuyen al N y centro del país. Los climas templados se distribuyen exclusivamente en las partes montañosas; la FVTM y las sierras Madre Oriental, Madre Occidental y Madre del Sur o Chiapaneca.

Durante el último período glacial (120-12 ka AP, Petit et al., 2001; Schmidt et al., 2006), las temperaturas no se mantuvieron homogéneas y frías constantemente; hubo una alternancia de períodos relativamente muy fríos con períodos ligeramente más cálidos, aunque en promedio con temperaturas más frías que la actual (Dansgaard et al., 1993; Petit et al., 2001; Schmidt et al., 2006). El pico de temperatura más fría de este período ocurrió entre 26 y 19 ka AP, denominado último máximo glacial (UMG), con una temperatura media global estimada de 6 a 8° C más fría que la actual (Petit et al., 2001; Schmidt et al., 2006). Posteriormente, la temperatura media global subió hasta alcanzar una media similar a la moderna, promoviendo la fusión de extensos glaciares en las regiones polares y las montañas, y como corolario el aumento del nivel del mar. Ya para el inicio del Holoceno (hace 10 ka), empezaron a establecerse las condiciones climáticas actuales; aunque con importantes cambios bruscos registrados principalmente en el hemisferio norte (Heinrich, 1988; Bond et al., 2001; Prokopenko et al., 2001; entre otros).

En México, las variaciones climáticas del Cuaternario han sido estudiadas principalmente a partir del último glacial a la actualidad. Esto se debe en parte, a que pocos registros paleoambientales

continuos abarcan escalas temporales superiores a 70 ka (Caballero et al., 1999; Ortega et al., 1999; 2002; Metcalfe et al., 2002). En algunos casos, como en los registros de varios lagos del centro de México situados en la FVTM, la señal paleoclimática se ha visto afectada por el volcanismo (p. e. Ortega Guerrero, 1992; Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 2002). La mayor parte de los registros paleolimnológicos en el centro de México señalan condiciones secas para el UMG (Lozano et al., 1993; Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 2001; Ortega et al., 2002; Ortega et al., 2010; entre otros). Por lo contrario, en secuencias de paleosuelos (p. e. Heine 1984; Sedov et al., 2003a,b) y el registro del lago de Pátzcuaro (Bradbury, 2000) se han inferido condiciones húmedas durante este periodo. Otros registros paleoclimáticos que abarcan escalas milenarias en la en el entorno de México incluyen los de Petén-Itzá (Guatemala) (Hodell et al., 2008; Bush et al., 2009), Laguna Salada (Baja California) (Aco Palestina, 2006), sedimentos marinos frente a las costas de Baja California (Blanchet et al., 2007), entre otros.

El modelo actual que explica la dinámica climática durante el Cuaternario tardío en México, establecido a partir de registros paleoambientales, tanto de México como de zonas aledañas (Caballero y Ortega, 1998; Ortega et al., 2002; Metcalfe et al., 2006; Hodell et al., 2008; Bush et al., 2009), señala que durante los períodos fríos (estadíos), las condiciones fueron más áridas que las actuales en el centro y S de México (Caballero y Ortega, 1998; Israde et al., 2002; Ortega et al., 2002), y más húmedas en el N y NO (Metcalfe et al., 2000; 2006); en contraste con los períodos cálidos (interestadíos), cuando las condiciones eran inversas. Esta inversión se explica con el cambio de la influencia de los vientos del Pacífico vs los del Atlántico. Los vientos del Oeste incidían más durante los estadíos, mientras que los vientos del golfo de México y Atlántico predominaban en los períodos cálidos, similar a como ocurre actualmente durante las estaciones invierno y verano cada año. El registro del Cariaco muestra que durante los períodos fríos como el Dryas reciente y los eventos Heinrich, las condiciones climáticas fueron más secas respecto a las registradas durante los períodos más cálidos, como los ciclos D/O y Bond (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001).

Peterson et al. (2000) proponen que estos cambios en la precipitación en el neotrópico boreal durante el Cuaternario, estuvieron relacionados a cambios en la posición de la ZCIT (Hodell et al., 2008). Los registros de menor precipitación coinciden con temperaturas oceánicas superficiales más frías (p. e. Dryas reciente, eventos Heinrich) lo que se atribuye a un incremento en la fuerza de los vientos alisios y el desplazamiento al S de la ZCIT (Peterson et al 2000; Peterson y Haug, 2006). Contrario a lo anterior, condiciones más húmedas se asocian a temperaturas oceánicas más cálidas, la reducción de la fuerza de los alisios y el desplazamiento al N de la ZCIT (Hodell et al., 2008). Un patrón inverso se observa en el neotrópico del hemisferio sur, en que se registra un aumento en la precipitación durante los períodos fríos como los eventos Heinrich y Dryas reciente (Hodell et al., 2008).

2.3 Geología

2.3.1 Geología regional:

2.3.1.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM):

La FVTM es un arco magmático continental constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005). Entre sus rasgos más particulares se pueden señalar: a) la gran variabilidad de estilo volcánico, b) presencia de un volcanismo alcalino de tipo intraplaca asociado a los tipos de volcanes dominantes relacionados con la subducción y c) la notable variación del ancho del arco (Ferrari, 2000). La FVTM (Fig. 4) suele dividirse en tres sectores en base a sus características geológicas y tectónicas (Gómez-Tuena et al., 2005): a) un sector occidental entre la costa del golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986), b) el sector central comprendido entre esta estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende y c) el sector oriental entre estas fallas y el golfo de México (Gómez-Tuena et al., 2005) (Fig. 4).

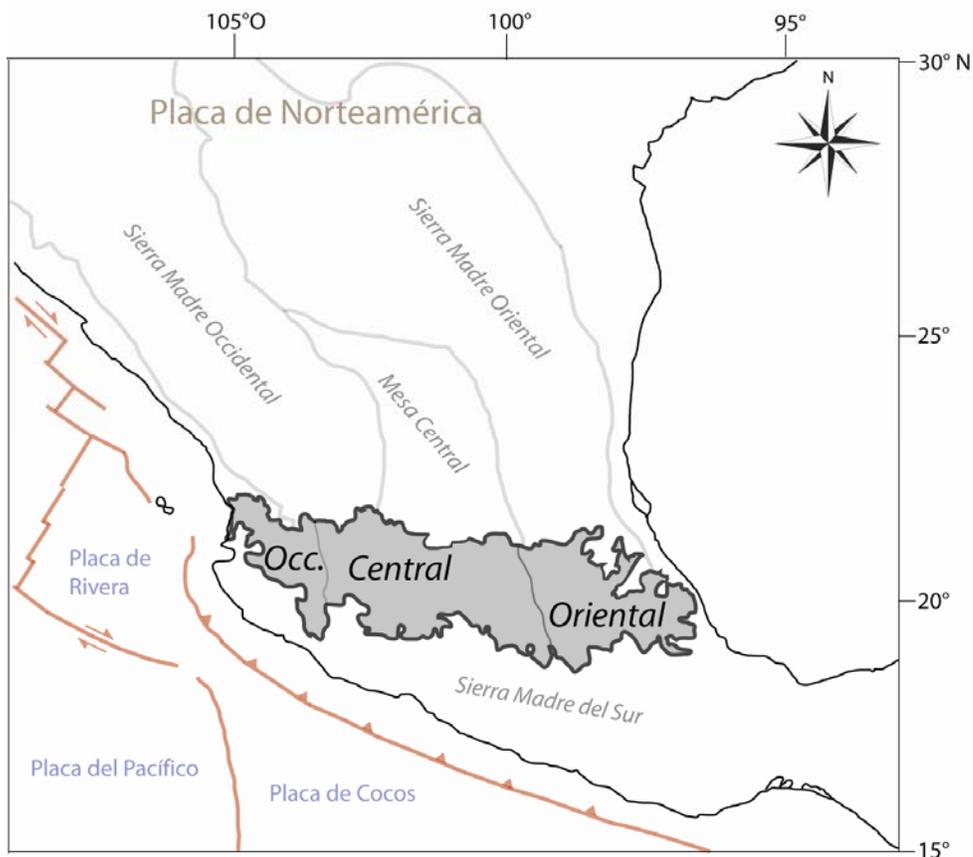


Figura 4: Localización de la FVTM y los sectores en la que se divide, las provincias geológicas que la circundan y el arreglo de las placas tectónicas actuales. Modificado a partir de Gómez-Tuena et al., (2005).

El volcanismo que dio lugar a la formación de la FVTM inició a partir del Mioceno medio-tardío, como resultado de la rotación antihoraria del arco que formó la sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999), relacionado a la subducción de las placas de Cocos y Rivera (Ferrari, 2000; Gómez-Tuena et al., 2005). Gómez-Tuena et al. (2005) sintetizan la historia geológica de la FVTM en cuatro episodios principales: 1) instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio-tardío (Fig. 5a), 2) episodio máfico en el Mioceno tardío (Fig. 5b), 3) episodio silíceo a finales del Mioceno que llega a ser bimodal durante el Plioceno temprano (Fig. 5c) y 4) instauración de un arco con gran variedad composicional a partir del Plioceno tardío (Fig. 5d).

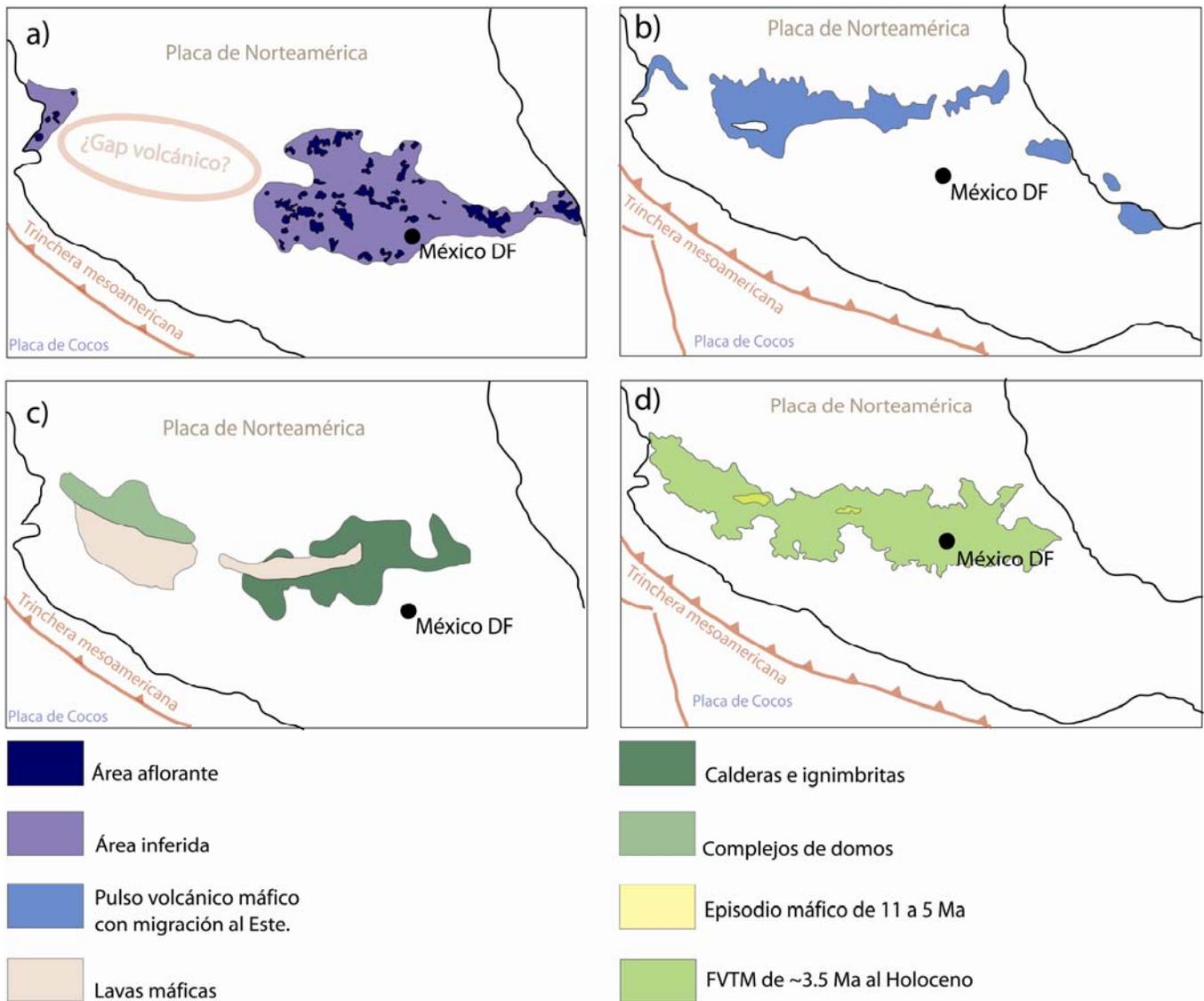


Figura 5: Evolución de la FVTM. a) Arco del Mioceno medio-tardío (~19-10 Ma), b) episodio máfico del Mioceno tardío, c) Volcanismo silíceo (~7.5-5 Ma) y bimodal (5-3 Ma) y d) Arco del Plioceno tardío-Cuaternario. Modificado a partir de Gómez-Tuena et al., (2005).

2.3.1.1 Cuenca de México:

La Cuenca de México, en la cual se encuentra el lago de Chalco objetivo del presente estudio, constituye una de las múltiples cuencas de intra-arco de la FVTM. La mayoría de estas cuencas son endorreicas y se formaron a partir del cierre de drenajes por el volcanismo, aunque en algunos casos, como la cuenca del Lago de Chapala cerca de la ciudad de Guadalajara, el fallamiento normal contemporáneo al volcanismo, ha originado la cuenca. Muchas de estas cuencas de intra arco contienen lagos de dimensiones formas variadas. Cuya sedimentación se caracteriza por alternancias de derrames de lava, depósitos de piroclásticos y depósitos químicos y biogénicos.

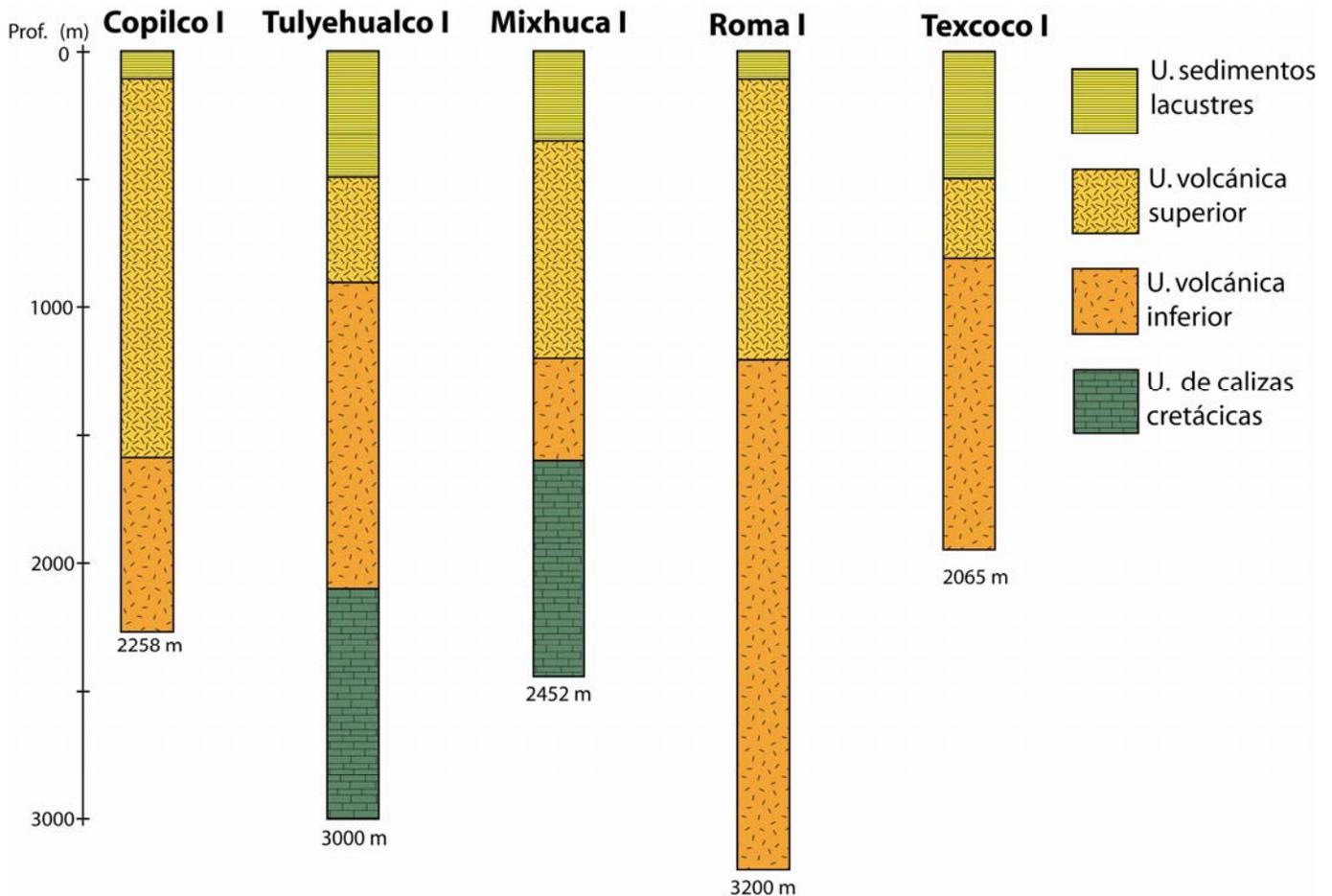


Figura 6: Unidades litológicas identificadas en los pozos profundos de la cuenca de México (Secretaría de Hacienda y Crédito Público; Pérez-Cruz, 1988). Las rocas más antiguas identificadas en estos sondeos, corresponden a las calizas cretácicas observadas en los pozos Tulyehualco I y Mixhuca I, pertenecientes probablemente a las formaciones, Morelos, Cuautla y Mexcala. El mayor espesor en los sedimentos lacustres se observa en los pozos Texcoco I y Tulyehualco I, que corresponden a las subcuencas de Texcoco y de Chalco respectivamente. Modificado a partir de Rodríguez-Chávez (2003). * U = unidad.

La constitución litológica y sedimentaria de la cuenca de México comprende una variedad de rocas de origen volcánico, volcanoclástico y materiales no consolidados como ceniza, lapilli y depósitos fluvio-lacustres que abarcan del Mioceno al Cuaternario (Enciso De la Vega, 1992). Las rocas más antiguas reconocidas datan del Cretácico, representadas por calizas y dolomías, identificadas en los sondeos PEMEX (1987) Mixhuca I y Tulyehualco I a 1,575 - 2,169 m y 2,100 - 3,025 m de profundidad respectivamente (Enciso De la Vega, 1992) (Fig. 6). Las más recientes incluyen depósitos volcánicos, volcanoclásticos y terrígenos de origen fluvio-lacustre del Pleistoceno-Holoceno (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1991).

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y Enciso De la Vega (1992), presentan una compilación de trabajos geológicos realizados en la cuenca de México, en los que ponen énfasis en sus características estratigráficas y tectónicas. Ambos trabajos muestran los resultados de una extensa revisión bibliográfica (p. e. Fries, 1960; De Cserna et al., 1987; Mooser, 1974, 1988; entre otros) y sus nomenclaturas propuestas; asimismo se apoyan en parte, de la información obtenida de los sondeos profundos de PEMEX (1987) (Pérez-Cruz, 1988) (Fig. 6).

En la cuenca de México, las rocas basales más antiguas registradas en las perforaciones de PEMEX (1987), corresponden a las formaciones Morelos, Cuautla y Mexcala, de edades mesozoicas (Enciso De la Vega, 1992). Estas formaciones fueron descritas inicialmente por Fries (1960) y se trata de depósitos marinos (Enciso De la Vega, 1992). Las unidades litológicas cenozoicas sobreyacen de manera discordante a las mesozoicas, y están representadas por rocas volcánicas, sedimentarias y volcano-sedimentarias que abarcan desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno tardío-Holoceno (Enciso De la Vega, 1992). Los sedimentos más recientes del Pleistoceno tardío-Holoceno, representados por terrígenos de origen fluvio-lacustre, pertenecen al alogrupo Tenochtitlán, los cuales están interdigitados con las rocas volcánicas del grupo Chichinautzin. En la tabla 1 se resume el modelo estratigráfico propuesto por Enciso De la Vega (1992), en el que describe tres formaciones, cinco grupos, un supergrupo y un alogrupo.

De acuerdo con Fries (1960), los principales rasgos estructurales de la cuenca de México se agrupan, según su temporalidad, en pliegues del Maastrichtiano-Eoceno temprano, fallas del Eoceno-Oligoceno temprano, fallas del Oligoceno tardío-Eoceno temprano y fallas del Plio-Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Las sierras de las Cruces y Nevada orientadas al NO, se interpretan como zonas de cizalla de componente lateral derecho, formado entre las sierras Tarasco y Chichinautzin (Santoyo Villa et al., 2005). La mayoría de las fallas, algunas consideradas activas, se orientan preferencialmente NE-SO. Se trata de fallas normales de componente lateral derecho (Santoyo Villa et al., 2005), identificadas como las fallas de Santa Catarina, de Satélite y otras más antiguas como la falla Mixhuca, identificada en los sondeos de PEMEX (1987) (Fig. 7). Los últimos episodios volcánicos durante el Cuaternario, específicamente los asociados a la formación de

Tabla No. 1: Estratigrafía de la cuenca de México. Modificada de Enciso De la Vega (1992) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989).

Estratigrafía de la cuenca de México

Edad	Unidad Litológica	Descripción
Pleistoceno tardío-Holoceno	Alogrupo Tenochtitlán	Propuesto por Enciso De la Vega (1992). Incluye los materiales más recientes de la cuenca de México, compuesta básicamente de terrígenos de origen fluvio-lacustre.
Pleistoceno tardío-Holoceno	Grupo Chichinautzin	Descrito por Fries (1960). Agrupa las andesitas basálticas, basaltos y dacitas que constituyen el campo monogenético de Chichinautzin. Las rocas de este grupo se interdigitan con las del grupo Popocatépetl.
Pleistoceno tardío-Holoceno	Grupo Popocatépetl	Descrito inicialmente por Fries (1960) como "Riodacita Popocatépetl". Agrupa las rocas y depósitos volcánicos que edifican el Popocatépetl.
Plio-Cuaternario	Grupo Taranguense	Propuesto por Enciso De la Vega (1992). Incluye los depósitos lávicos del Iztaccihuatl antiguo y lavas basálticas anteriores al grupo Chichinautzin.
Plioceno	Grupo Anáhuac	Propuesto por Enciso De la Vega (1992). Agrupa las rocas lávicas y piroclásticas que estratigráficamente yacen sobre el supergrupo Pachuca y cronológicamente anteriores al grupo Taranguense.
Oligoceno tardío-Plioceno temprano	Supergrupo Pachuca	Propuesto por Enciso De la Vega (1992). Incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas que yacen concordante o discordantemente sobre rocas de la Fm Mexala, Cuautla y Morelos.
Oligoceno	Grupo Balsas	Propuesto por Fries (1960). No está clara su identificación en la cuenca de México. En el sondeo Texcoco I se reconoce un conglomerado calizo que podría tratarse de una de las litologías que conforman este grupo.
Turoniano-Maastrichtiano	Formación Mexcala	Definida por Fries (1960). Identificada en el sondeo Mixhuca I a una profundidad entre 1,720 y 1850 m. Se caracteriza por ritmitas (flysch) y la presencia de foraminíferos como <i>Marginotruncana spp.</i> y <i>Archeoglobigerina spp.</i>
Cenomaniano tardío-Turoniano tardío	Formación Cuautla	Definida por Fries (1960). Identificada en los sondeos Mixhuca I y Tulyehualco I a 1,575 y 2,100 m de profundidad respectivamente. Litológicamente consta de caliza gris en estratos medianos y gruesos con desarrollo local de rudistas y caliza arrecifal.
Albiano medio-Cenomaniano	Formación Morelos	Definida por Fries (1960). Identificada en los sondeos Mixhuca I y Tulyehualco I, con espesores de hasta 600 m, a más de 2000 m de profundidad. Están compuestas por una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes.

las sierras de Santa Catarina y Chichinautzin, parecen estar relacionados a sistemas de fallas orientadas al NE-SO y E-O respectivamente.

En el lugar que hoy ocupa la cuenca de México, predominó la sedimentación marina calcárea durante el Aptiano-Turoniano tardío. La misma cambió a tipo flysch entre el Coniaciano y el Campaniano temprano (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Las secuencias cretácicas fueron plegadas durante el Maastrichtiano y el Eoceno temprano, como consecuencia de la orogenia Larámide (Fries, 1960), y posteriormente se produjo un fallamiento normal sinsedimentario asociado a fallas laterales derechas, conjugado con efusiones fisurales basálticas alcalinas durante el Eoceno

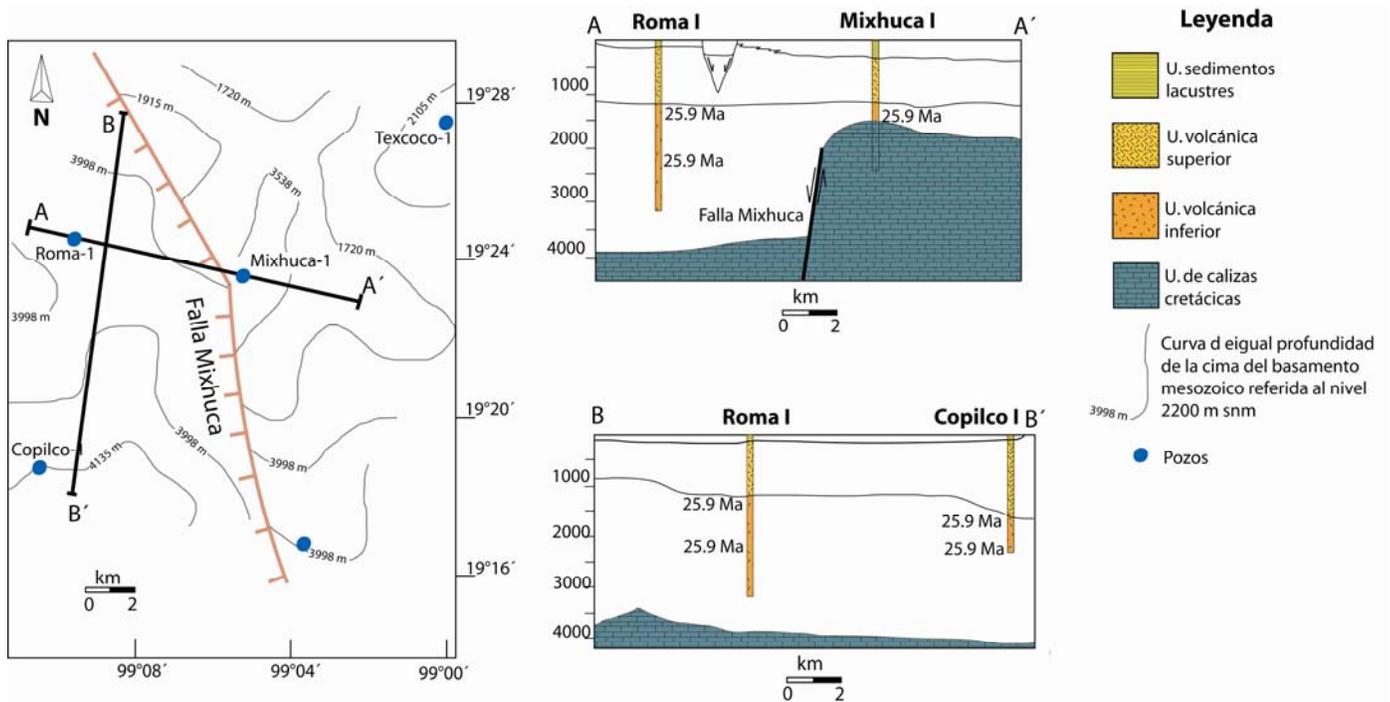


Figura 7: Ubicación de los pozos profundos perforados por PEMEX (1987), la configuración de las líneas de igual profundidad del techo de las calizas mesozoicas de la cuenca de México, obtenidas con líneas sísmicas y los datos de los pozos de PEMEX (1987) y dos secciones geológicas. Modificado a partir de Alaniz Álvarez y Nieto-Samaniego (2005).

tardío-Oligoceno temprano (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Las rocas volcánicas calcálicas de composición variable de andesítica a riolítica del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, son contemporáneas a la secuencia ignimbrítica de la sierra Madre Oriental y se relacionan con la actividad magmática del Terciario medio (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Finalmente durante el Cuaternario, se depositaron la mayor parte de los terrígenos lacustres de la cuenca, al tiempo que depositaron importantes flujos de lava y tefras procedentes de la sierra de Chichinautzin (Martin Del Pozzo et al., 1997), la sierra de Santa Catarina (Ortiz Zamora, 2007) y los estratovolcanes Popocatepetl (Siebe et al., 1996b) y Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974).

El paradigma actual establece que la cuenca de México pasó a ser endorréica al cerrarse el drenaje de la antigua red hidrológica, que produjo el intenso volcanismo de Chichinautzin (Fries, 1960; Mooser et al., 1974; Martin Del Pozzo, 1982; Santoyo Villa et al., 2005). Mediciones paleomagnéticas (Urrutia Fucugauchi y Martin del Pozzo, 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994) y fechamientos por ^{14}C (Bloomfield, 1975; Martin Del Pozzo, 1989) sitúan la actividad volcánica de la SCN en el Cuaternario tardío, hace 600 ka (Santoyo Villa et al., 2005). El cierre condujo a la formación del sistema lacustre de Texcoco, del que hoy se reconocen tres subcuencas principales: Zumpango-Xaltocan al N, Texcoco en el centro y Xochimilco-Chalco al S, y otros cuerpos lacustres aislados del lago principal, como Tecocomulco al NE de la cuenca. Subyacente a los sedimentos lacustres se ha identificado una red de valles aluviales, los cuales drenaban al sur y representan el antiguo drenaje de la cuenca de México, antes de la formación de la Sierra de Chichinautzin (Mooser et al., 1991).

2.3.2 Geología de la cuenca de Chalco:

La cuenca de Chalco ocupa un semi-graben con orientación NNE-SSO (Ortega-Guerrero et al., 2000). Litológicamente está constituida por rocas volcánicas del Terciario (Plioceno tardío) y del Cuaternario, y depósitos no consolidados de origen fluvi-lacustre del Cuaternario tardío (Fig. 8).

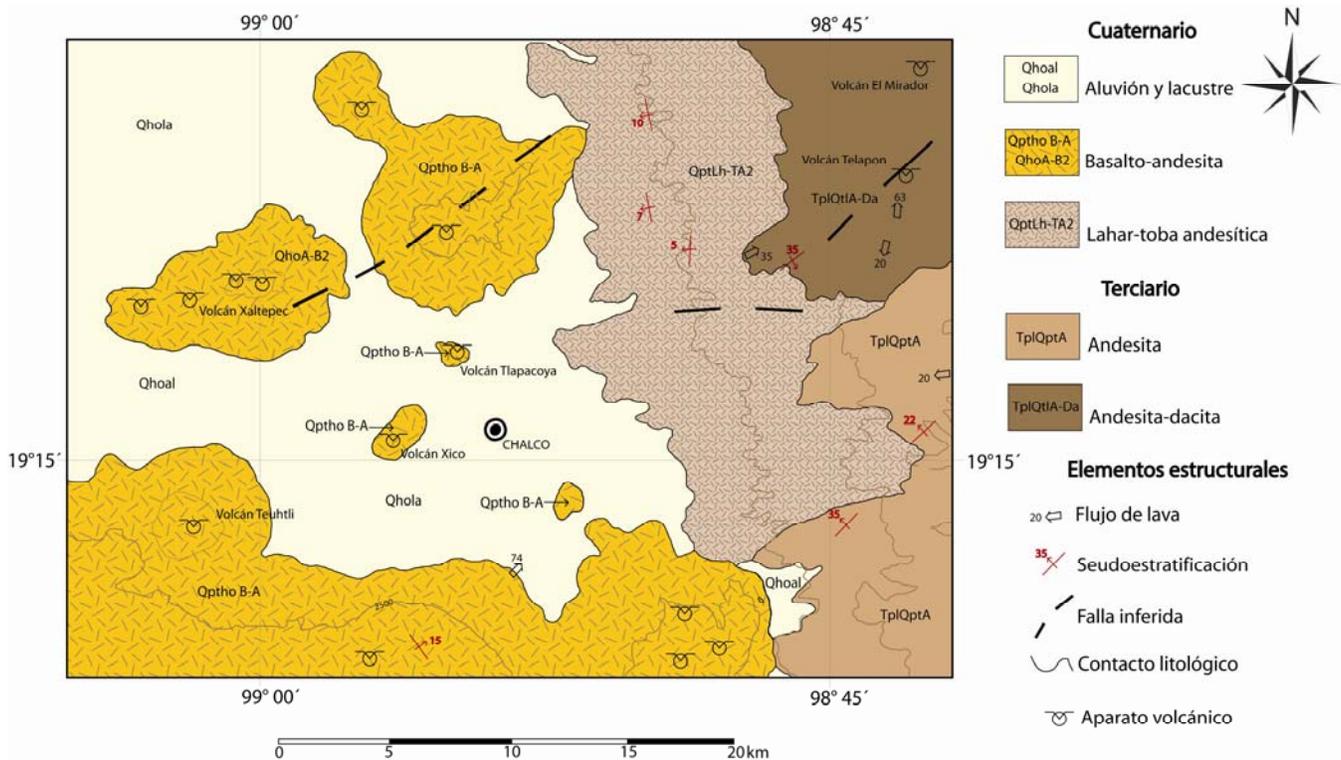


Figura 8: Mapa geológico de la cuenca de Chalco. Las andesitas y dacitas del Terciario afloran en la s. Nevada al E, mientras que los basaltos y andesitas del Cuaternario, afloran en las sierras de Chichinautzin (al S) y Santa Catarina (al N). Los sedimentos fluvi-lacustres constituyen el relleno de la cuenca sedimentaria. Modificado de la carta geológico-minera 1:250000 del Servicio Geológico Mexicano (2002).

Las rocas volcánicas del Terciario y parte del Cuaternario afloran en la sierra Nevada; éstas incluyen rocas del Plioceno (p. e. los volcanes Telapón y El Mirador), de composición andesito-dacítica, andesitas del Plioceno-Pleistoceno (Iztaccíhuatl), tobas de composición andesítica y depósitos de lahar del Pleistoceno tardío (Servicio Geológico Mexicano, 2002) (Fig. 7). Las rocas más recientes estrictamente cuaternarias, afloran en las sierras de Chichinautzin y Santa Catarina (Fig. 7). Ambas de composición similar basáltico-andesítica, con edades pleistocénicas y holocénicas. La sierra de Santa Catarina es un conjunto de conos volcánicos cuaternarios dispuestos en dirección ENE (Lugo-Hubp et al., 1994), constituida principalmente por lavas fenobasálticas y tobas del Plioceno y del Cuaternario, con sucesiones de lavas basáltico-andesíticas, e intercalaciones de piroclastos (Rodríguez-Castillo y González-Morán, 1989). Estas rocas también afloran en el centro de la llanura sedimentaria, donde resaltan los conos cineríticos de San Nicolás y Xaltepec, y un par de conos conocidos como La Caldera, que constituyen una prominente estructura que se eleva directamente del piso del antiguo lago (Rodríguez-Castillo y González-Morán, 1989).

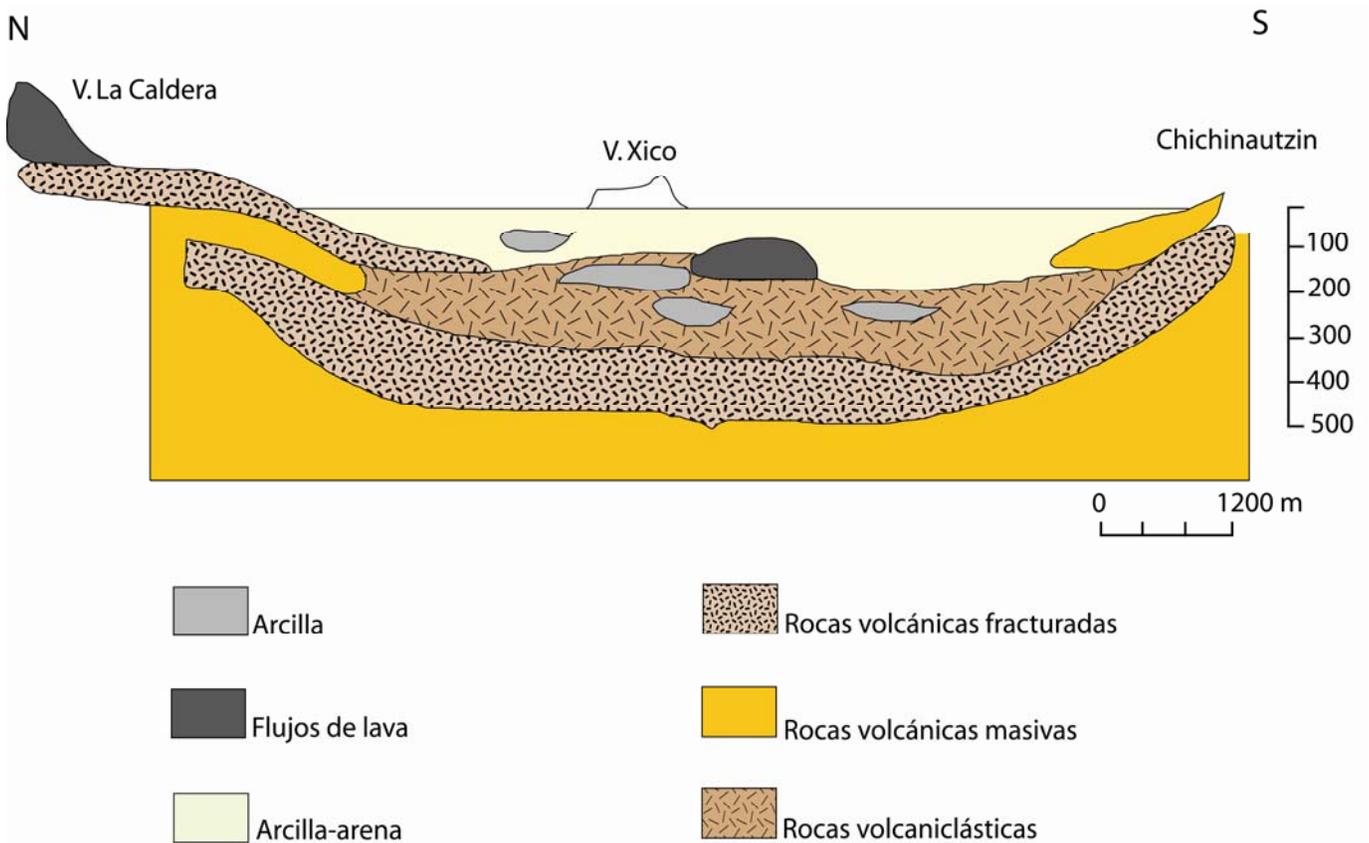


Figura 9: Modelo geológico de la cuenca de Chalco, basado en el modelo hidrogeológico publicado por Campos-Enríquez et al. (1997). Los sedimentos fluvio-lacustres alcanzan una profundidad de ~200 m. Las estimaciones del modelo gravimétrico de Urrutia y Chávez (1991), señalan que el espesor máximo de los sedimentos fluvio-lacustres alcanza entre 300 a 400 m en la porción oriental de la cuenca, al este del volcán de Xico.

Los sedimentos más recientes están representados por los depósitos fluvio-lacustres que conforman la llanura sedimentaria, con un espesor de ~300 m (Urrutia y Chávez; 1991; Rodríguez-Chávez, 2003) (Fig. 9). Este paquete sedimentario está constituido principalmente por limo y arcilla de origen lacustre, interdigitados con lavas, ceniza volcánica, material piroclástico, toba y brechas. Próximo al moderno lago de Chaco, a una profundidad de 50 m, se ha identificado una colada basáltica de al menos 30 m de espesor proveniente de la sierra de Santa Catarina, probablemente del volcán de Guadalupe (Ortiz Zamora, 2007). Asimismo, se ha identificado una pequeña colada basáltica también a 50 m de profundidad, cuya posición y espesor sugieren un tiempo de emplazamiento diferente a la anterior, y su origen podría asociarse a la sierra de Santa Catarina, de Chichinautzin o al volcán de Xico (Ortiz Zamora, 2007) (Fig. 9).

La estratigrafía de Chalco es poco conocida. El estudio más detallado fue desarrollado por Ortega-Guerrero (1992), en el que describe los primeros 26 m de los sedimentos lacustres. En total analizó cinco núcleos: A (8 m), B (26 m), C (10.5 m), D (11 m) y E (10 m), que correlaciona con

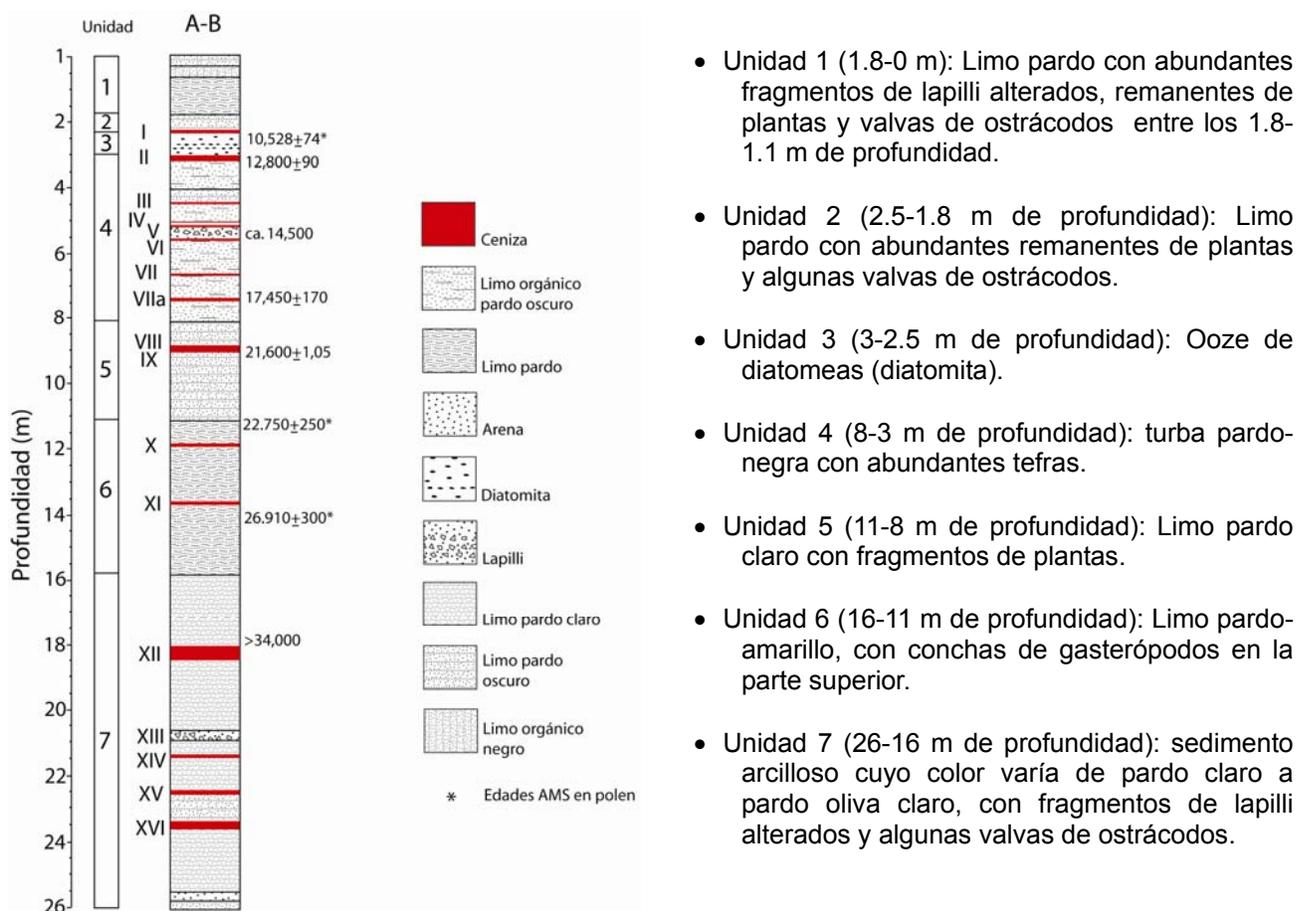


Figura 10: Columna estratigráfica de Chalco compuesta de los núcleos CHA-A y CHA-B. Los números arábigos (en la columna izquierda) indican las unidades estratigráficas identificadas por Ortega Guerrero (1992), mientras que los números romanos señalan las tefras (en rojo), incluyendo la "gran ceniza basáltica" (tefra no. XII). Modificado de Caballero y Ortega (1998).

marcadores estratigráficos como un depósito de diatomita y algunas tefras bien documentadas como la "pómez Toluca superior" del Nevado de Toluca, la "Gran Ceniza Basáltica" y "Pómez con Andesita" (Siebe et al., 1996a; Siebe y Macías, 2004; Schaaf et al., 2005), también referida por algunos como la pómez "Tutti frutti" (Mooser y González-Rul, 1961) del Popocatepetl. Describe un total de 16 tefras de carácter predominantemente calci-alcálico, y de composición basáltico-andesítica y riolítica. Con base en las características físicas como el color, la textura y aspectos macroscópicos, Ortega Guerrero (1992) define siete unidades estratigráficas en la secuencia maestra de 26 m (Fig. 10).

OBTENCIÓN Y ANÁLISIS DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES DE CHALCO

3.1 Muestreo

En la primavera y verano del 2008 se colectaron en un sitio próximo al depocentro de la cuenca de Chalco (Fig. 11), cinco núcleos de profundidad y longitud variable: CHA08-II, 1-27 m; CHA08-III, 1-90 m; CHA08-IV, 85-122 m; CHA08-V, 29-72 m y CHA08-VI de 71-122 m (Fig. 12). Cada núcleo perforado tiene una separación horizontal de no más de 20 m, excepto el núcleo CHA08-II, perforado a ~100 m al N de los demás; con un total de sedimentos colectados de 209 m en los

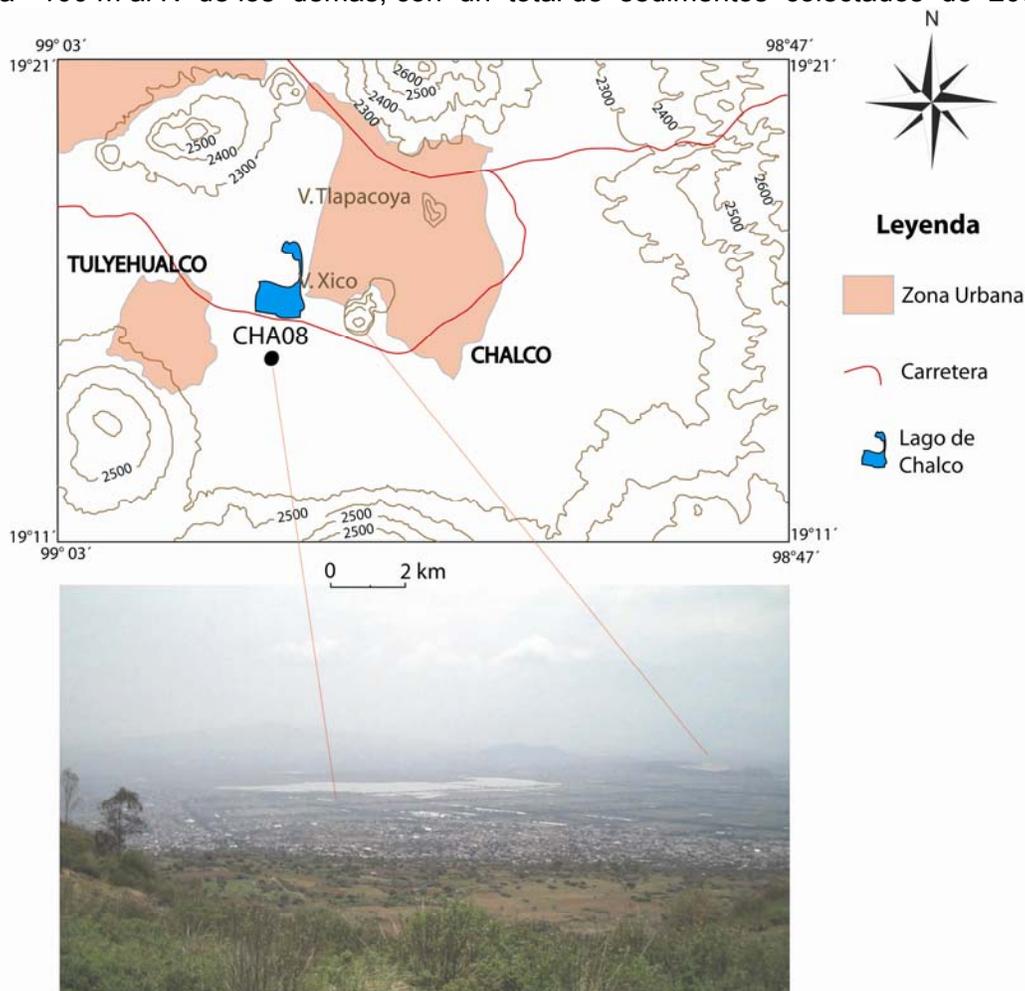


Figura 11: Localización del sitio de perforación de los núcleos CHA08, en una zona ejidal al S del moderno lago de Chalco.

cinco núcleos. No se colectó el primer metro próximo a la superficie, debido a que los sedimentos están muy perturbados por la actividad humana.

El núcleo CHA08-II ($19^{\circ} 15' 13.6''$ N, $98^{\circ} 58' 38.7''$ O) se perforó con un nucleador de pistón tipo Livingstone no rotativo, que utiliza tubos de acero de 80 a 50 mm de diámetro interno, de 1 o 2 m de largo; mientras que los núcleos CHA08-III, CHA08-IV, CHA08-V y CHA08-VI ($19^{\circ} 15' 13''$ N, $98^{\circ} 58' 39''$ 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 $\sim 4^{\circ}$. 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.

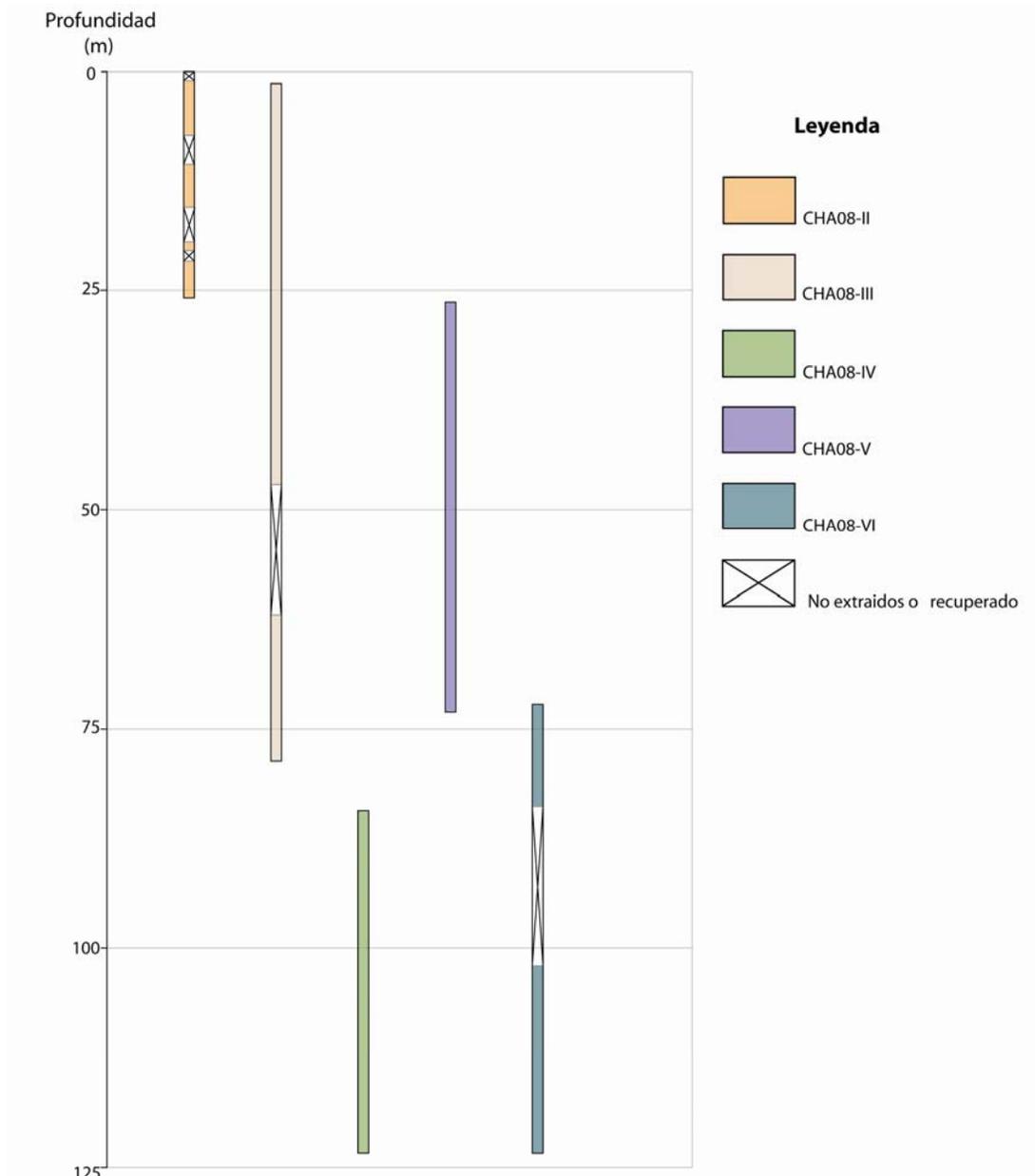


Figura 12: Núcleos perforados en Chalco de acuerdo a la profundidad que abarca cada uno.

3.2 Análisis iniciales y submuestreo

El protocolo de los análisis iniciales consiste en la medición de los primeros datos físicos: la susceptibilidad magnética y la densidad aparente, así como la disección de los tramos y adquisición de imágenes de alta resolución. Ambos trabajos se realizaron en el Limnological Research Center (LRC) de la Universidad de Minnesota en 2009. La susceptibilidad magnética y la densidad aparente se obtuvieron con un dispositivo multisensor Geotek MSCL-S, desarrollado para mediciones discretas en tramos completos o seccionados longitudinalmente, con dimensiones de 50 a 150 mm de diámetro y 1.5 m de longitud.

3.2.1 Susceptibilidad magnética:

La susceptibilidad magnética, la facilidad con la que se magnetizan los materiales ante la presencia de un campo magnético externo (Butler, 1998) y por lo tanto, un indicador de la concentración de minerales ferrimagnéticos en los sedimentos (Ortega Guerrero et al., 2000), puede ser medida tanto en unidad de volumen (κ) como de masa (χ) (Butler, 1998) y se expresa comúnmente en unidades SI.

En los núcleos de Chalco obtenidos en el 2008, la susceptibilidad magnética se midió por unidad de volumen (κ) de manera discreta, en intervalos de 0.5 y 1 cm, con un susceptibilímetro Bartington MS2 montado en el multisensor MSCL-S.

3.2.2 Densidad aparente (en rayos gamma):

La densidad aparente depende de la mineralogía, cementación, contenido de materia orgánica, porosidad y contenido de agua en los sedimentos (Galán et al., 2009). En el MSCL-S se determina por la atenuación de rayos gamma procedentes de una fuente de ^{137}Cs al atravesar el tramo. La precisión de la medida es superior al 1%, dependiendo del colimador que se utilice (de 2.5 o 5 mm de diámetro) y del tiempo empleado en la adquisición del dato. Al igual que la susceptibilidad magnética, la densidad aparente se midió de manera discreta, en intervalos de 0.5 a 1 cm.

3.2.3 Disección y obtención de imágenes:

Los tramos se cortaron longitudinalmente con un par de sierras ajustables montadas en un marco. Cada tramo se colocó en un carrito cuidando la dirección y la rotulación, para mantener la orientación y asegurarse de que el nombre principal quede en las dos mitades. Para evitar la introducción de trozos de PVC en el sedimento y/o pérdida de material, las sierras sólo cortan el tubo de plástico. La disección se completó manualmente, utilizando cuchillos y sedales. Posteriormente cada mitad se guardó en cajas de plástico en forma de "D" (D-tubes), divididas en una mitad para submuestreos y la otra para archivar.

Las imágenes ópticas se obtuvieron con un sistema Geotek Geoscan-III, que utiliza en la línea de barrido cámaras CCD con luces fluorescentes en una posición fija con respecto a las cámaras. Este diseño permite el uso de filtros polarizadores para cubrir tanto la fuente de luz como la lente de la cámara. Los filtros están orientados perpendicularmente entre sí, y de esta manera los reflejos de la superficie de los núcleos húmedos o secos se eliminan por completo, y la estratigrafía del núcleo se revela a la perfección. El sistema Geoscan-III dispone de un dispositivo de adquisición de imágenes formado por una cámara de alta resolución capaz de obtener imágenes digitales en color verdadero de 24 bits, con una resolución de hasta de ~254 dpi y produce un archivo digital tipo bitmap (.bmp) o TIFF (.tif) de aproximadamente 30MB por sección a una resolución estándar (Fig. 13).

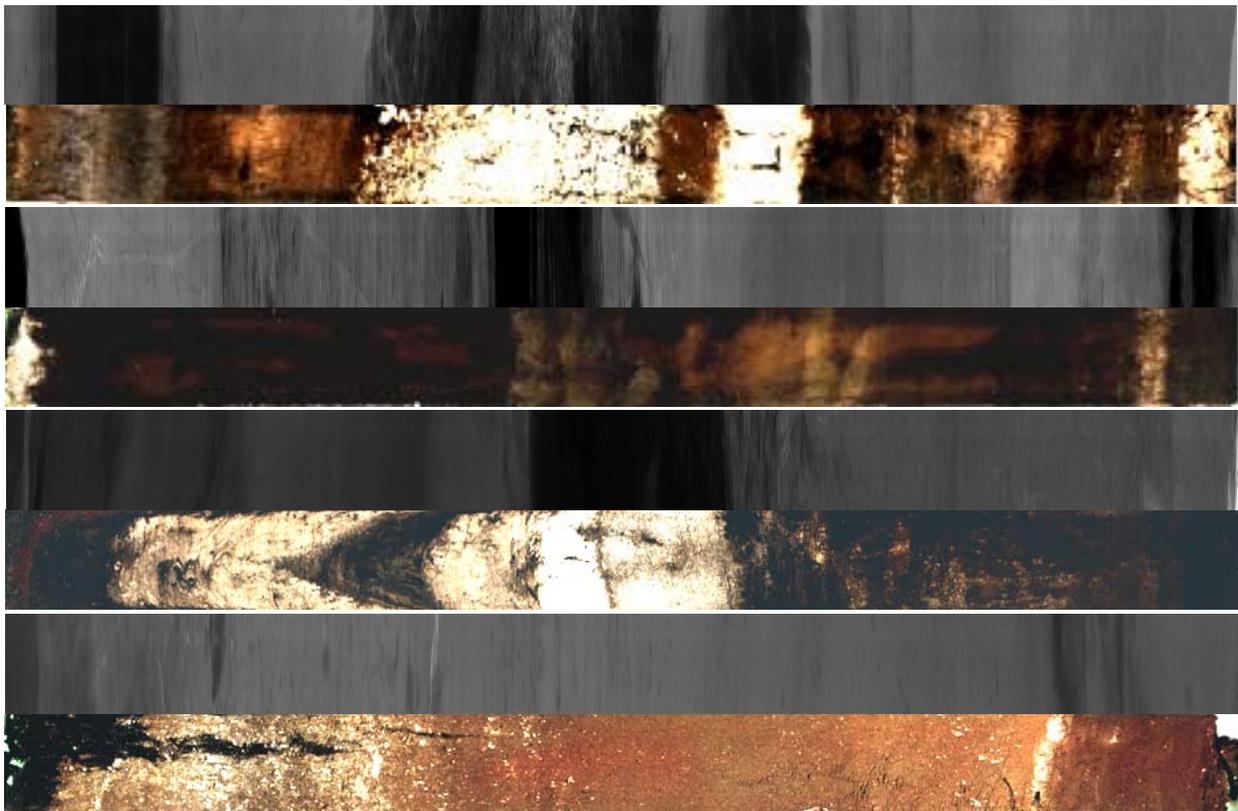


Figura 13: Imágenes ópticas de alta resolución y radiografías de algunos de los tramos de los núcleos de Chalco (CHA08), obtenidas en el LRC y LLO respectivamente.

Adicionalmente se cuenta con algunas imágenes de rayos x, obtenidas con un equipo Cox Analytical Systems ITRAX scanner en el Large Lakes Observatory (LLO) de la Universidad de Minnesota Duluth. El equipo está diseñado para obtener imágenes ópticas y microradiográficas, y microespectrometría de fluorescencia de rayos X (Rothwell 2006). Puede operar con tramos de sedimentos de hasta 1.8 m de largo y un diámetro de hasta 12 cm. La adquisición de radiografías está en proceso y aun no se dispone de ellas para todos los núcleos.

3.3 Descripción de los sedimentos

3.3.1 Descripción macroscópica:

La descripción visual se realizó con base en las propiedades físicas observables directamente en el sedimento. Esta incluye la identificación de estratos y láminas partiendo del color, textura, estructuras sedimentarias, espesor, naturaleza de los contactos y la perturbación del sedimento por la perforación.

El **color** se determinó utilizando la tabla Munsell edición revisada por Washable (2000). La **textura** se describió de manera cualitativa tomando una pequeña muestra de sedimento entre los dedos índice y pulgar. Las **estructuras sedimentarias** se describieron directamente en los núcleos. Sin embargo, algunas estructuras debieron ser analizadas con las imágenes de rayos X, debido a que no todas se podían observar a ojo desnudo por las alteraciones del sedimento después de la perforación, como la oxidación. La **estratificación/laminación** se determinó en base al espesor de los paquetes individuales, siguiendo la clasificación propuesta por McKee & Weir (1953); los estratos son paquetes con espesores > 1 cm, mientras que las láminas tienen espesores < 1 cm. La naturaleza de los **contactos** entre los estratos y las láminas se describió en función del espesor y claridad de los mismos. Se definen como contactos netos aquellos cuyo espesor es < 1mm, difusos cuando su espesor varía entre 1 a 10 mm, y finalmente indistinto, cuando es > 1 cm (Schnurrenberger et al., 2003). Del mismo modo, a los contactos se le asignaron una segunda denominación de acuerdo a su forma geométrica: planar, ondulado o gradacional.

3.3.2 Preparación de frotis (smear slides):

Se prepararon 150 frotis con la finalidad de completar la descripción macroscópica con la caracterización microscópica de los sedimentos clásticos, químicos y biogénicos en cada núcleo. De cada tramo se tomaron muestras en función de los estratos identificados, con un promedio de 2 muestras por tramo. Las muestras se montaron en un portaobjetos y se disolvieron con una o dos gotas de agua destilada y se secaron en una parrilla a una temperatura de ~45° C durante 5 minutos. Posteriormente la muestra se protegió con un cubreobjetos pegado con una resina norlad optical adhesive (de secado rápido con rayos UV) y secado en una lámpara de rayos UV durante 3 minutos.

Las preparaciones se analizaron, tanto en un microscopio estereográfico, principalmente para la identificación de componentes biogénicos (como frústulos de diatomeas, valvas de ostrácodos, fitolitos, carbón, etc.), como en un petrográfico, para identificar las fases minerales más abundantes, su tamaño y forma.

3.3.3 Identificación de diatomeas:

Se seleccionaron frotis específicos de acuerdo a los cambios en el color, textura y estructuras primarias de los sedimentos. Con la colaboración de la Dra. Caballero Miranda se identificaron los géneros y en algunos casos las especies de diatomeas más comunes observadas a 40x. Cabe señalar que los frotis no son preparaciones exclusivas para este análisis y por lo tanto, la proporción de los géneros y especies reportadas en este trabajo podrían variar en trabajos más detallados.

3.4 Análisis geoquímicos y mineralógicos

3.4.1 Microscopía Electrónica de Barrido:

Este análisis se realizó en el Laboratorio de Petrología del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM. Se prepararon cuatro muestras de ceniza, las cuales se analizaron en dos etapas: 1) las muestras se montaron seleccionando previamente los granos minerales y 2) con muestras totales. El equipo utilizado es un MEB Hitachi TM-1000, cuya magnificación es entre 20 - 10,000 x, y soporta muestras de hasta 70 mm de diámetro y una altura de 20 mm.

3.4.2 Difracción de Rayos X:

Tanto los análisis de DFX como FRX se realizaron en los laboratorios de rayos X y fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología, UNAM. Se prepararon doce muestras de ceniza volcánica y nueve de sedimentos carbonatados, con el objetivo de determinar las fases minerales más comunes. Las tefras se seleccionaron tratando de seguir una distribución homogénea a lo largo de los 122 m de la secuencia, e incluye tanto grises como negras. Las muestras se homogenizaron con un mortero de ágata y posteriormente se analizaron utilizando un portamuestras de aluminio en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° y velocidades de $2^\circ/\text{minuto}$. Los difractogramas se obtuvieron en un difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con monocromador y tubo de cobre. Cinco muestras se analizaron además en escaneo por pasos ("step scan") para mejorar la precisión.

3.4.3 Fluorescencia de Rayos X:

Para la FRX se utilizaron las mismas muestras de la DRX, con el objetivo de determinar los elementos mayores y traza. El equipo utilizado es un espectrómetro secuencial de rayos X marca Siemens SRS 3000, equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micras (Lozano-Santa Cruz et al., 1995). Los errores estimados en las determinaciones son menores al 1% en elementos mayores y menores a 4% en elementos traza (Lozano-Santa Cruz et al., 1995).

Los elementos mayores se midieron en el programa FULLMDIL.QAN, utilizando una muestra fundida con 95% de TBL: MBL 1:1, mientras que los elementos traza se midieron en el programa TRAZA09.QAN, utilizando una muestra prensada con 10% de cera-C micropolvo.

3.5 Marco cronológico

3.5.1 Excursiones del campo geomagnético axial:

Con el propósito de documentar las excursiones del campo geomagnético y de esta manera establecer una escala temporal, se submuestrearon los núcleos CHA08-III, CAH08-V y CHA08-VI, utilizando canales en u (*u-channels*) de 2 cm de ancho y 0.5 o 1 m de longitud. Se colectaron cien canales en total, los cuales fueron medidos en un magnetómetro criogénico 2G-Enterprisess modelo SRM-760-3.0 en el Institute for Rock Magnetism (IRM) de la Universidad de Minnesota a principios del 2010. A todas las muestras se le midió la magnetización remanente natural (NRM por sus siglas en inglés) utilizando el magnetómetro criogénico de 2G Enterprises y las ocho secciones que probablemente registran excursiones geomagnéticas, se desmagnetizaron en campos alternos progresivos entre 5 y 170 mT.

3.5.1 Fechamiento por ^{14}C AMS:

De manera complementaria se prepararon cinco muestras de polen (M. C. E. Torres) para fecharse por ^{14}C AMS en el laboratorio Beta Analytic Inc. La conversión de las edades radiocarbono a edades calendario se realizó utilizando la curva de calibración IntCal09 en el programa CALIB Rev 6.0.1 (Stuiver y Reimer, 2009).

3.5.1 Modelo de edad:

El modelo de edad se elaboró con el programa Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996), utilizando la base de datos de susceptibilidad magnética (κ) de los núcleos CHA08-III, CHA08-IV, CHA08-V y CHA08-VI, y el registro de paleotemperaturas de la superficie del mar Caribe (SST) de los últimos 250 ka (Schmidt et al., 2006) y el registro de los últimos 420 ka de Vostok (Petit et al., 2001). Para este análisis se eliminó el ruido que representan las tefras en el registro de susceptibilidad magnética, por lo que la curva representa la concentración de minerales ferrimagnéticos derivados de procesos internos a la cuenca, como la erosión.

ESTRATIGRAFÍA Y CRONOLOGÍA DE LOS SEDIMENTOS LACUSTRES DE CHALCO:

4.1 Estratigrafía y facies de Chalco:

La estratigrafía de Chalco revela notables cambios a lo largo de la longitud total de la secuencia recuperada. Se elaboró una secuencia maestra con base en la descripción de los núcleos CHA08-III, CHA08-V y CHA08-VI, debido a que son los que tienen la estratigrafía más completa y menos perturbada por la perforación. La misma se complementó con la descripción y correlación de algunos tramos de los núcleos CHA08-II y CHA08-IV (Fig. 14). Los núcleos se correlacionaron con marcadores estratigráficos, principalmente depósitos volcanoclásticos y ooze de diatomeas (Fig. 14). En la secuencia maestra se identificaron 12 facies con base en el color, estructuras primarias, y componentes biogénicos y químicos (tabla 2). Sin embargo, el color del sedimento cambió rápidamente después de la disección por oxidación, por lo que probablemente los colores reportados para algunas facies no correspondan al color original del sedimento. Las facies identificadas (tabla 2), se agrupan en tres categorías de acuerdo a su composición y características genéticas, que son: a) facies detríticas y volcanoclásticas (limo, arcilla, ceniza y lapilli), ampliamente distribuidas en la secuencia e interestratificadas con las facies biogénicas y química, b) facies biogénicas (representadas por ooze de diatomeas y de ostrácodos), repartidas principalmente entre ~95 y 122 m y de ~20 a ~40 m de profundidad, y c) facies químicas (sedimentos compuestos principalmente por minerales autígenos, como calcita, aragonita, siderita, etc.), distribuida entre 115 y 122 m de profundidad (Fig. 15).

La comparación de la estratigrafía con la curva de susceptibilidad magnética (κ) (Fig. 15), utilizada como indicador de la concentración de minerales ferrimagnéticos (Ortega Guerrero et al., 2000), que a su vez depende entre otras cosas, de la actividad volcánica, la erosión (p. e. aporte de minerales ferrimagnéticos detríticos como magnetita y/o titanomagnetita) y la dinámica interna del antiguo sistema lacustre (p. e. dilución y disolución de minerales de Fe), señala notables variaciones en el aporte de terrígenos y la actividad volcánica, en el rango temporal que abarcan los 122 m de sedimentos lacustres recuperados. Los máximos de susceptibilidad magnética corresponden a depósitos volcanoclásticos, mismos que se concentran en los primeros 20 m de profundidad,

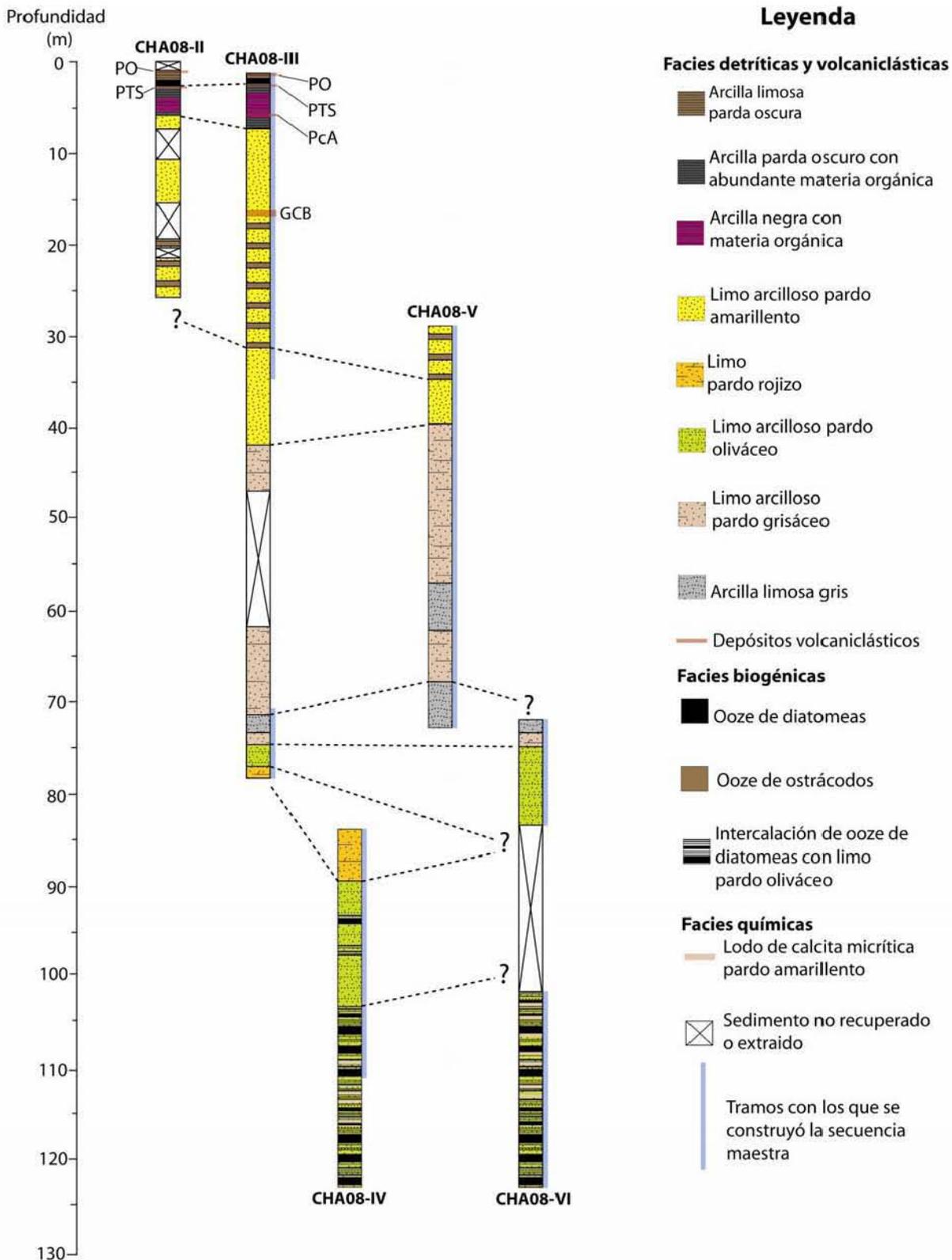


Figura 14: Facies identificadas en los núcleos de Chalco (CHA08) y su correlación. PO = pómez Ocre; PTS = pómez Toluca superior; PcA = pómez con andesita o tutti frutti; GCB = gran ceniza basáltica.

probablemente relacionados a un incremento en la actividad volcánica explosiva alrededor de la cuenca (Apéndice I). Con ayuda de imágenes de rayos x se constató que las densidades de las tefras

varían en función al color. Esta relación podría estar asociada a la composición de las mismas, siendo más densas las tefras con mayor contenido de minerales ferromagnesianos.

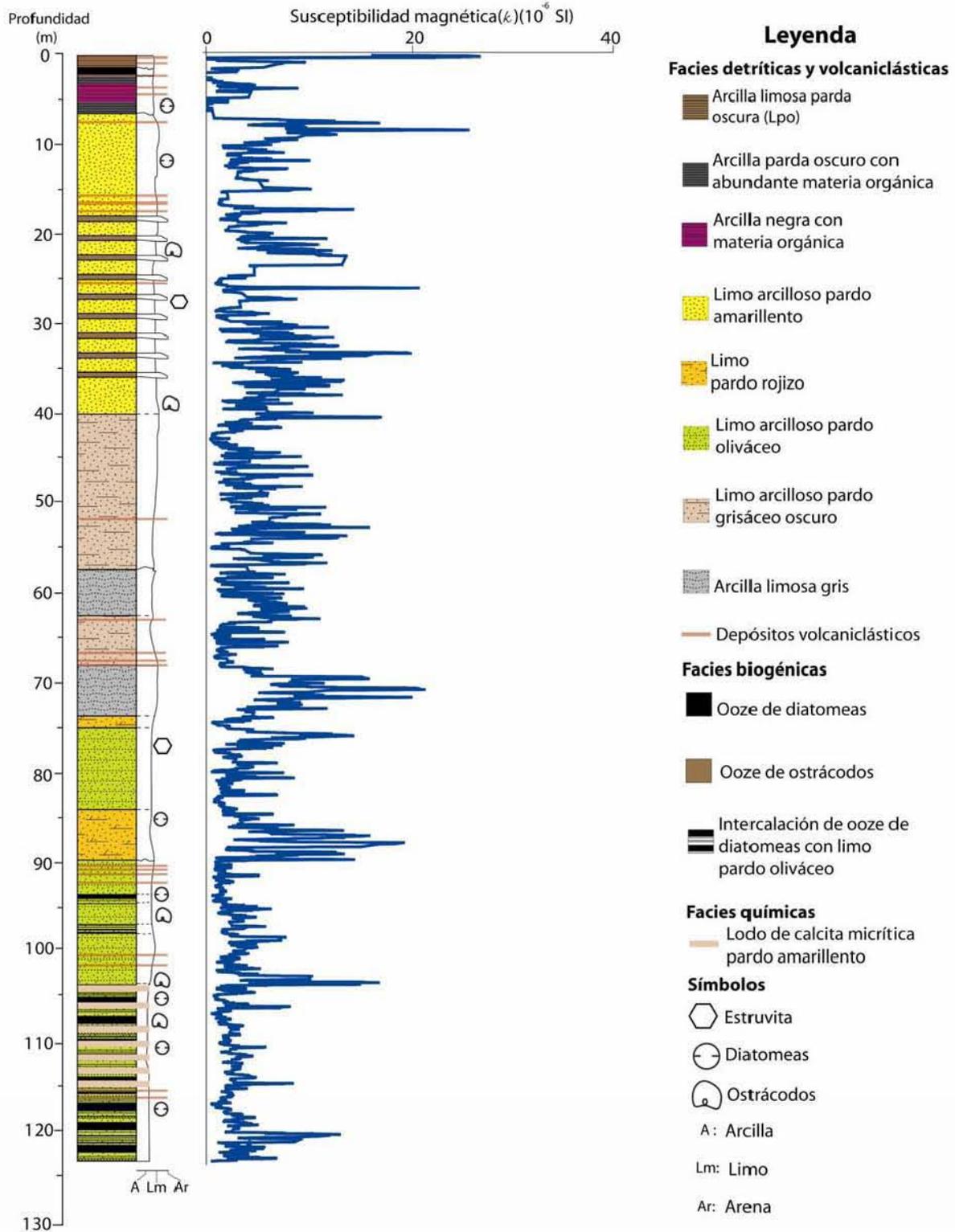


Figura 15: Columna estratigráfica compuesta de los núcleos CHA08-III, CHA08-V y CHA08-VI, mismos que se utilizaron para elaborar la gráfica de susceptibilidad magnética (κ) (en azul). A la curva de κ se le ha filtrado los picos de las tefras, y está suavizada con una media móvil de 10 puntos. De los depósitos volcanoclasticos sólo se muestran las tefras con un espesor > 10 cm.

4.1. 2 Facies detríticas y volcánicas:

4.1.2.1 Arcilla limosa parda (Alp)

Está constituida por arcilla, materia orgánica amorfa y fragmentos de carbón. Se compone de un paquete con estratos laminares, con un espesor de 1.10 m. Otros componentes de menor abundancia tanto clásticos como biogénicos, son granos de cuarzo policristalino (Fig. 16), y escasos granos de plagioclasa y vidrio volcánico de $\sim 50 \mu\text{m}$ en promedio; mientras que la fracción biogénica está compuesta por partículas de carbón, raíces, fitolitos y frústulos de diatomeas de los géneros *Epithemia*, *Cocconeis*, *Cymbella*, *Fragilaria* y *Anomoeonis*. En las imágenes de rayos x se observan grietas muy pequeñas, asociadas a una grieta principal rellena de ceniza. Esta facies se distribuye en la parte superior de la secuencia, entre 1 y 2.10 m de profundidad, sobreyace a la facies de diatomita (Ood) y está separada de ésta por un contacto neto e irregular. La susceptibilidad magnética (κ) es relativamente baja, con variaciones entre 5 a 10×10^{-6} SI.

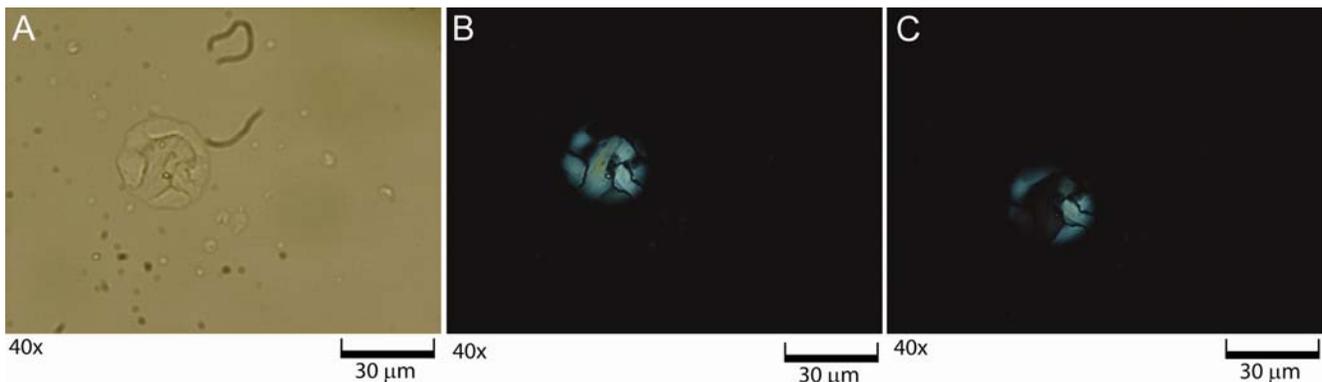


Figura 16: Microfotografías en las que se muestra un grano de cuarzo policristalino. A. Microfotografía con nículos paralelos; B y C. Microfotografía con nículos cruzados, en la que se observa la extinción de los granos individuales al girar la platina.

4.1.2.2 Arcilla limosa parda oscura con materia orgánica (Apn)

Compuesta por minerales de textura arcillosa, con materia orgánica amorfa y ocasionales restos de raíces, en estratos de color pardo oscuro de 5 a 10 cm de espesor. Otros componentes de menor abundancia son granos tabulares de plagioclasa de $\sim 80 \mu\text{m}$ de longitud, anfíboles de $\sim 50 \mu\text{m}$ y restos de frústulos de diatomeas pennales y centrales de los géneros *Cocconeis*, *Anomoeonis*, *Epithemia* y *Pinnularia*. Esta facies se distribuye verticalmente entre 3 y 10 m de profundidad; intercalada con las facies de arcilla negra con materia orgánica (Anp), limo arcilloso pardo amarillento (Lpa) y depósitos volcánicoclásticos (Vcl), y separada por contactos netos e irregulares. En el núcleo CHA08-III, se caracteriza por estratificación ondulada, estructuras de carga y grietas de desecación, así como una mayor proporción de restos de raíces entre 8 y 9 m de profundidad (apéndice I); estructuras que no se observan en el núcleo CHA08-II. La susceptibilidad magnética es baja, con una media inferior a 5×10^{-6} SI.

4.1.2.3 Arcilla negra con materia orgánica (Anp)

Está compuesta por arcilla, materia orgánica amorfa, restos de raíces y frústulos de diatomeas (*Cocconeis*, *Anomoeonis*, *Epithemia* y *Pinnularia*), en estratos negros de 3 a 10 cm de espesor; intercalados con estratos pardo oscuro de la facies Apn. Componentes menos comunes son granos tabulares de plagioclasa de ~70 μm de longitud, anfíboles de ~50 μm y vidrio volcánico. Se distribuye verticalmente entre 3 y 9 m de profundidad, se interestratifica de las facies de arcilla parda oscura (Apn), limo arcilloso pardo amarillento (Lpa) y volcaniclásticas (Vcl), y presenta contactos netos e irregulares. La susceptibilidad magnética es similar a la facies anterior, con una media de 5×10^{-6} SI.

4.1.2.4 Limo arcilloso pardo amarillento (Lpa)

Se compone de limo, arcilla, y restos de ostrácodos y frústulos de diatomeas (*Campylodiscus*, *Surirella*, *Cyclotella* y *Rhopalodia*); en estratos de color variable de, pardo amarillento a pardo grisáceo, en estratos de 3 a 12 cm de espesor. La fracción clástica visible a 40 x representa menos del 20% del sedimento, compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, anfíboles y escasos fragmentos de vidrio. En el núcleo CHA08-III, entre 10 y 11 m de profundidad, la estratificación es ondulada y convoluta, y son más comunes las grietas de desecación rellenas de ceniza, en comparación con el núcleo CHA08-II. Esta facies tiene un espesor de 30 m, y una distribución vertical de 10 a 40 m de profundidad. Entre 18 y 35 m de profundidad, está interestratificada con las facies de limo pardo grisáceo oscuro (Lpg) y ooze de ostrácodos (Oos); separadas de la facies de ooze de ostrácodos por contactos netos, y por contactos difusos de la facies de limo pardo grisáceo oscuro. La susceptibilidad magnética es más alta que en las facies descritas anteriormente, con una media de 15×10^{-6} SI. Este aumento coincide con el cambio de facies entre arcilla parda oscura con abundante materia orgánica y limo arcilloso pardo amarillento.

4.1.2.5 Limo pardo rojizo (Lpr)

Está compuesta por limo, cuyo color está dado probablemente por algún óxido de Fe, en paquetes masivos y estratificados de 3 a 15 cm de espesor. Los componentes clásticos más comunes visibles a 40 x, son granos de plagioclasa, anfíbol y escasos granos de cuarzo, que representan ~20%. Otros componentes menos abundantes son frústulos de diatomeas (*Anomoeonis*, *Epithemia*, *Cyclotella*, *Surirella* y restos de *Campylodiscus*), valvas de ostrácodos rotas, fitolitos y trazas de carbón, que en conjunto representan <15 %. En la secuencia maestra abarca un tramo entre 75 y 90 m de profundidad, con un espesor total de ~7 m; interestratificada con las facies de limo pardo oliváceo (Lpo) y arcilla limosa gris (Alg), cuyos contactos varían de netos e irregulares a difusos. Esta facies coincide con picos máximos de susceptibilidad magnética, con un promedio de 15×10^{-6} SI.

Tabla 2: Principales características estratigráficas y sedimentológicas de las facies y subfacies de la secuencia maestra (122 m) de Chalco; definidas a partir de la textura, color y componentes principales. Se agrupan de acuerdo a su composición y características genéticas.

<i>Facies</i>	<i>Catacterísticas sedimentológicas y estratigráficas</i>
Alp	Arcilla limosa, parda oscura, masiva y estratificada (paralela), con fragmentos de carbón y materia orgánica amorfa. Constituye un paquete que varía del piso al techo de masivo a estratificado, con un espesor de 1.10 m; distribuida verticalmente de 1 a 2.10 m.
Apn	Arcilla con abundante materia orgánica amorfa, pardo oscura / negra, estratificación paralela, con partículas de carbón y frústulos de diatomeas. Constituye un paquete de ~7 m de espesor, distribuido en estrados de 3 a 10 cm de espesor. Verticalmente abarca una profundidad de 3 a 10 m.
Apn	Arcilla con abundante materia orgánica amorfa, pardo oscura / negra, estratificación paralela, con partículas de carbón y frústulos de diatomeas. Constituye un paquete de ~7 m de espesor, distribuido en estrados de 3 a 10 cm de espesor. Verticalmente abarca una profundidad de 3 a 10 m.
Lpa	Limo arcilloso, pardo amarillento, estratificado (ondulado y convoluta), con valvas de ostrácodos y diatomeas. Es un paquete conformado por estratos de 3 a 12 cm de espesor, con un grosor total de 30 m, distribuida verticalmente en la secuencia entre 10 y 40 m.
Lpr	Limo pardo rojizo, masivo y estratificado (ondulado), con diatomeas y arcilla. Constituye un paquete que varía de masivo a estratificado de 3 a 15 cm de espesor, con un grosor total de ~7 m; distribuido entre 75 y 90 m de profundidad.
Lpg	Limo arcilla, pardo grisáceo oscuro, masivo, con plagioclasa, afíbol y vidrio volcánico. Está conformada por estratos masivos de 10 a 70 cm de espesor, que suman un total de ~30 m. Verticalmente se distribuye entre 28 y 68 m.
Alg	Arcilla limosa, gris, masiva, con carbón y cristales de calcita autógenos. Se conforma por dos estratos masivos, de 2 y 9 m de espesor, distribuida en la secuencia maestra, entre 62 y 73 m de profundidad.
Lpo	Limo arcilloso, pardo oliváceo, masivo y laminado, con frústulos de diatomeas. Se conforma por dos subfacies con base a las estructuras primarias, el color y el contenido de diatomeas: Lpo 1, laminada y más oscura y Lpo2, masiva y más clara. Tiene un espesor total de ~30 m, distribuida verticalmente entre ~77 y 122 m, intercalada con otras facies.
Vcl	Ceniza y lapilli, que varían de negro a gris y pardo amarillento. Constituida por 100 capas individuales de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, compuestos principalmente de plagioclasa y piroxeno. Tiene un espesor de ~3 m, y está distribuida en toda la secuencia, con mayor ocurrencia de tefra por metro de profundidad, en los 20 m superiores.

Facies detríticas y volcanoclásticas

Tabla 2: (continuación)

<i>Facies</i>		<i>Catacterísticas sedimentológicas y estratigráficas</i>
Facies biogénicas	Ood	Ooze de diatomeas, gris y amarillo oliváceo, estratificado y laminado, con limo, arcilla y ocasionalmente materia orgánica amorfa. Está compuesta de paquetes estratificados de 5 a 10 cm de espesor y laminados con 0.5 a 0.7 cm de espesor. De acuerdo con las estructuras primarias y la composición de diatomeas, esta facies se divide en dos subfacies: Ood1, con laminaciones y predominio de especies del género <i>Stephanodiscus</i> y b) Ood2, estratificada y con mayor diversidad de géneros de diatomeas. Verticalmente se distribuye entre 2 y 2.3 m, y de 95 a 122 m.
	Oos	Ooze de ostrácodos, pardo amarillento, masivo, con frústulos de diatomeas y limo. Se constituye de 15 estratos de 5 a 10 cm de espesor, interestratificados con la facies Lpa; compuestos en más del 90% de valvas de ostrácodos de entre 200 y 300 μm de longitud. Se distribuye verticalmente entre 20 y 39 m de profundidad.
Facies químicas	Lca	Calcita micrítica, pardo amarillenta, masiva, con dolomita y siderita. Está constituida de 11 estratos de espesor variable de 3 a 5 cm, compuestos principalmente de calcita magnesiana, dolomita y siderita, y en menor proporción, sílice amorfa (cristobalita) y trazas de arcilla, feldespato, plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Verticalmente se distribuye en la porción inferior de la secuencia, entre 113 y 122 m.

4.1.2.6 Limo arcilloso pardo grisáceo oscuro (Lpg)

Compuesta por limo (~50%) y en menor proporción arcilla (~20%), en estratos masivos que varían de 10 a 70 cm de espesor, interestratificados con la facies limo pardo rojizo. Los componentes clásticos más abundantes son granos de plagioclasa, anfíbol y vidrio volcánico, que en conjunto tienen ~70 μm de longitud. La fracción biogénica, que representa ~30%, está compuesta por restos de frústulos de diatomeas (de los géneros *Surirella*, *Cyclotella*, *Anomoeonis* y pocas *Campylodiscus* y *Rhopalodia*), valvas de ostrácodos y fitolitos. Verticalmente se distribuye entre 28 y 68 m de profundidad, intercalada con las facies de arcilla limosa gris (Alg), limo arcilloso pardo amarillento (Lpa) y de ooze de ostrácodos (Oos). Los contactos con la facies de limo arcilloso gris son netos e irregulares, mientras que con la facies de limo arcilloso pardo amarillento son difusos. La susceptibilidad magnética es variable, aunque en promedio se mantiene similar a las facies descritas anteriormente. Los picos máximos y mínimos varían de 5×10^{-6} SI a 15×10^{-6} SI respectivamente, con un promedio de 10×10^{-6} SI.

4.1.2.7 Arcilla limosa gris (Alg)

Está compuesta de arcilla y limo, en dos capas masivas de 2 y 9 m de espesor. La fracción clástica, que representa ~70%, está compuesta por arcilla y en menor proporción por fragmentos de 60 μm de plagioclasa, anfíbol, cuarzo policristalino y escasa calcita micrítica (<5%). Los componentes biogénicos, más escasos con relación a las facies anteriores (~15%), están compuestos por restos de frústulos de diatomeas de los géneros *Campylodiscus*, *Cyclotella*, *Rhopalodia* y *Surirella*, fragmentos de carbón y escasas valvas de ostrácodos rotas. En la secuencia maestra se distribuye verticalmente entre 62 y 73 m de profundidad, separada de la facies de limo arcilloso pardo grisáceo oscuro por contactos netos y rectos, y contactos difusos de la facies de limo pardo rojizo. Es notable el incremento en la susceptibilidad magnética, con un pico máximo $>20 \times 10^{-6}$ SI.

4.1.2.8 Limo arcilloso pardo oliváceo (Lpo)

Está compuesta por limo y arcilla, y en menor proporción de calcita micrítica autógena; en estratos masivos de 5 a 10 cm de espesor y que en su interior presenta láminas de 0.3 a 0.5 cm. Para facilitar su descripción, esta facies se dividió en dos subfacies de acuerdo a las estructuras primarias: a) Lpo1, laminada y ligeramente más oscura; y b) Lpo2, masiva y más clara. La composición clástica en ambas subfacies es similar, en la que predominan granos de plagioclasa (~10%), y proporciones menores de anfíbol, vidrio y cuarzo policristalino. En la Lpo1 la fracción biogénica (~35%) está compuesta por restos de frústulos de diatomeas, principalmente del género *Stephanodiscus* (*S. niagarae* y *S. minutulus*); mientras que en la subfacies Lpo2, aunque similar a la Lpo1 en cuanto a la abundancia de frústulos de diatomeas, la diversidad de géneros es mayor, siendo los más comunes

Cyclotella (*C. meneghiniana* y *C. quilensis*), *Campylodiscus* (*C. clypeus*) y *Anomoeonis*. En la secuencia maestra la Lpo1 abarca un tramo de ~30 m, entre ~93 y 122 m de profundidad, interlaminada con la facies de diatomita; mientras que la Lpo2 comprende entre 77 y 103 m de profundidad, intercalada con la facies de limo pardo rojizo. A 79 m de profundidad, se encontró estruvita ($MgNH_4PO_4 \cdot 6H_2O$), un fosfato de magnesio-amonio hidratado de origen biogénico, raramente encontrada en el registro geológico, pero relativamente abundante en suelos y lagos modernos con entradas de fósforo y amonio (Pi et al., 2010). Los granos tienen hábito euhedral, y entre 2 y 3 cm de longitud (Pi et al., 2010). Los contactos con la facies de limo pardo rojizo varían de indistintos a netos y rectos. La susceptibilidad magnética es en general baja, con un valor medio de 5×10^{-6} SI. El cambio más notable se observa a los 90 m de profundidad, mismo que coincide con el cambio de facies de limo pardo rojizo a limo arcilloso pardo oliváceo, en el que la susceptibilidad magnética baja abruptamente de 20×10^{-6} SI a 5×10^{-6} SI.

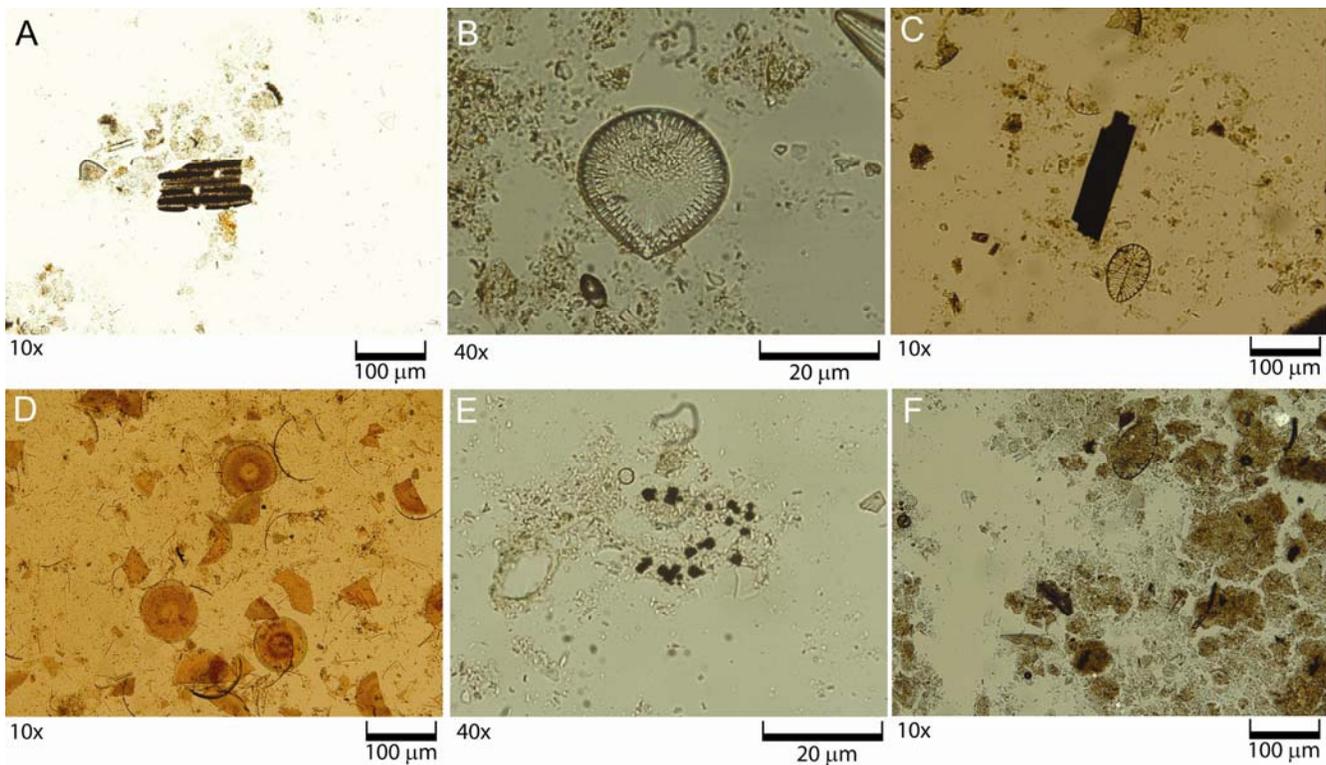


Figura 17: Microfotografías de frotis. A y C. Fragmentos de carbón; más comunes en las facies Ann y Apn; B. Diatomea del género *Surirella*, abundante en las facies Lpg, Lpa y Lpr; D. Ooze de diatomeas compuesto por *Stephanodiscus niagarae*, más común a partir de los 90 m de profundidad; E. Granos de magnetita y restos de frústulos de diatomeas; F. Panorámica de una muestra con abundante arcilla y frústulos de diatomeas, característico de la facies Lpr.

4.1.2.9 Depósitos volcanoclásticos (Vcl)

Esta facies engloba las tefras y los depósitos volcanoclásticos de la secuencia, los cuales suman alrededor de 100 depósitos individuales de espesor variable de 5 a 50 cm. Se han identificado tefras de erupciones bien documentadas como la "pómez con andesita" o "tutti frutti" proveniente del

Popocatépetl (Siebe et al., 1996a; Siebe y Macías, 2004; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006), y la "pómez Toluca superior" procedente del Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Ortega y Newton, 1998; Arce et al., 2003, 2005); mismas que se han utilizado como marcadores cronoestratigráficos para los 26 metros superiores de la secuencia que se presenta en esta tesis (apéndice II). Debido a que esta facies abarca una amplia variedad de depósitos volcánoclasticos, fue dividida en dos subfacies de acuerdo a la textura: a) Vcl1, que incluye los depósitos de lapilli y b) Vcl2, que representa los depósitos de ceniza. Los componentes de la subfacies Vcl1 son principalmente fragmentos de pómez subredondeados de 2 a 5 cm de longitud, con diferentes grados de alteración. Los análisis de MEB (Fig. 18) y de DRx (tabla 3) muestran que la fase mineral más abundante en doce depósitos de ceniza de la subfacies Vcl2, es plagioclasa del tipo anortita, piroxeno de tipo augita y sílice amorfa (diatomeas), y proporciones menores de magnesiohornblenda, moscovita, tremolita, cuarzo, pirita y calcita. En el MEB se observaron pequeños aglomerados de un sulfuro de Fe de hábito framboidal, probablemente pirita, adheridos a granos de plagioclasa (Fig. 18).

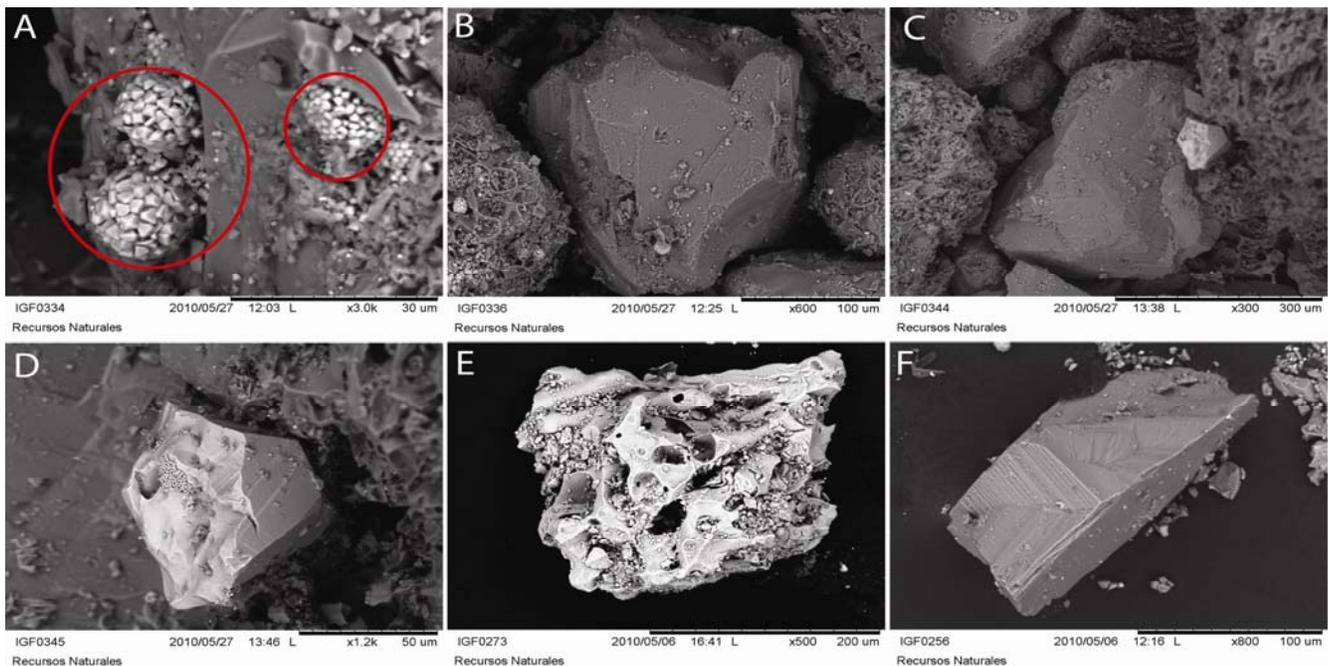


Figura 18: Microfotografías en el MEB. A. Panorámica de los framboides de pirita (círculos rojos) agregadas a un grano de plagioclasa. La imagen corresponde a una muestra ceniza (ver tabla 3) en el núcleo CHA08-VI tramo 27, a una profundidad de ~121 m.; B. Grano de plagioclasa en primer término. En ambos granos se observan pequeños framboides de pirita; C. Grano de plagioclasa rodeado de fragmentos de escoria; D y F. granos de plagioclasa; E. Fragmento de escoria.

Con ayuda de las radiografías se constató que entre 1 y 20 m de profundidad predominan las tefras más densas (más oscuras en las imágenes de rayos x) (apéndice I), probablemente con mayor contenido de ferromagnesianos. La tefra con el mayor espesor es la identificada como la "gran ceniza basáltica" (Caballero Miranda, 1997), con 50 cm, a 16 m de profundidad en el núcleo CHA08-III-15.

Tabla 3: Fases minerales más abundantes en las 12 tefras analizadas por DRX.

Fases minerales identificadas	
Muestra	Fases minerales identificadas en orden de abundancia
CHA08-III-15 90-100 cm.	Anortita sódica, ópalo, calcita, augita, <i>fluorapatita</i> , <i>magnesioferrita</i>
CHA08-III-76 73-84 cm.	Anortita sódica, calcita, ópalo, magnesiohornblenda, augita, yeso, <i>magnesioferrita</i> .
CHA08-IV-6 86-93 cm.	Anortita sódica, ópalo, augita, pirita
CHA08-IV-16 35-47 cm.	Anortita, augita, ópalo.
CHA08-V-5 55-64 cm.	Anortita sódica, ópalo, tremolita, moscovita, cuarzo
CHA08-V-19 16-23 cm.	Anortita sódica, ópalo, augita, pirita
CHA08-V-35 86-91 cm.	Cuarzo, ópalo, anortita sódica, moscovita, <i>ilmenita</i>
CHA08-V-37 71-74 cm.	Opalo, anortita sódica, cuarzo, <i>calcita</i>
CHA08-V-37 74-76 cm.	Anortita sódica, augita, ópalo, calcita, <i>cuarzo</i>
CHA08-VI-25 68-76 cm.	Anortita sódica, ópalo, augita.
CHA08-VI-27 61-72 cm.	Anortita sódica, ópalo, augita.
CHA08-VI-27 33-42 cm.	Anortita sódica, augita, ópalo.

* En *cursiva* están las fases minerales probables; deben ser confirmadas por otros métodos.

Las 12 muestras analizadas por FRx son principalmente de carácter calci-alcalino y algunas (CHA08-V-5, CHA08-V-35 y CHA08-V-37a), contienen más K (Fig. 19). La composición varía de basáltico-traquiandesítica a basáltico-andesítica, andesítica y traquidacítica, siendo la mayoría de las muestras basáltico-traquiandesítica (Fig. 19).

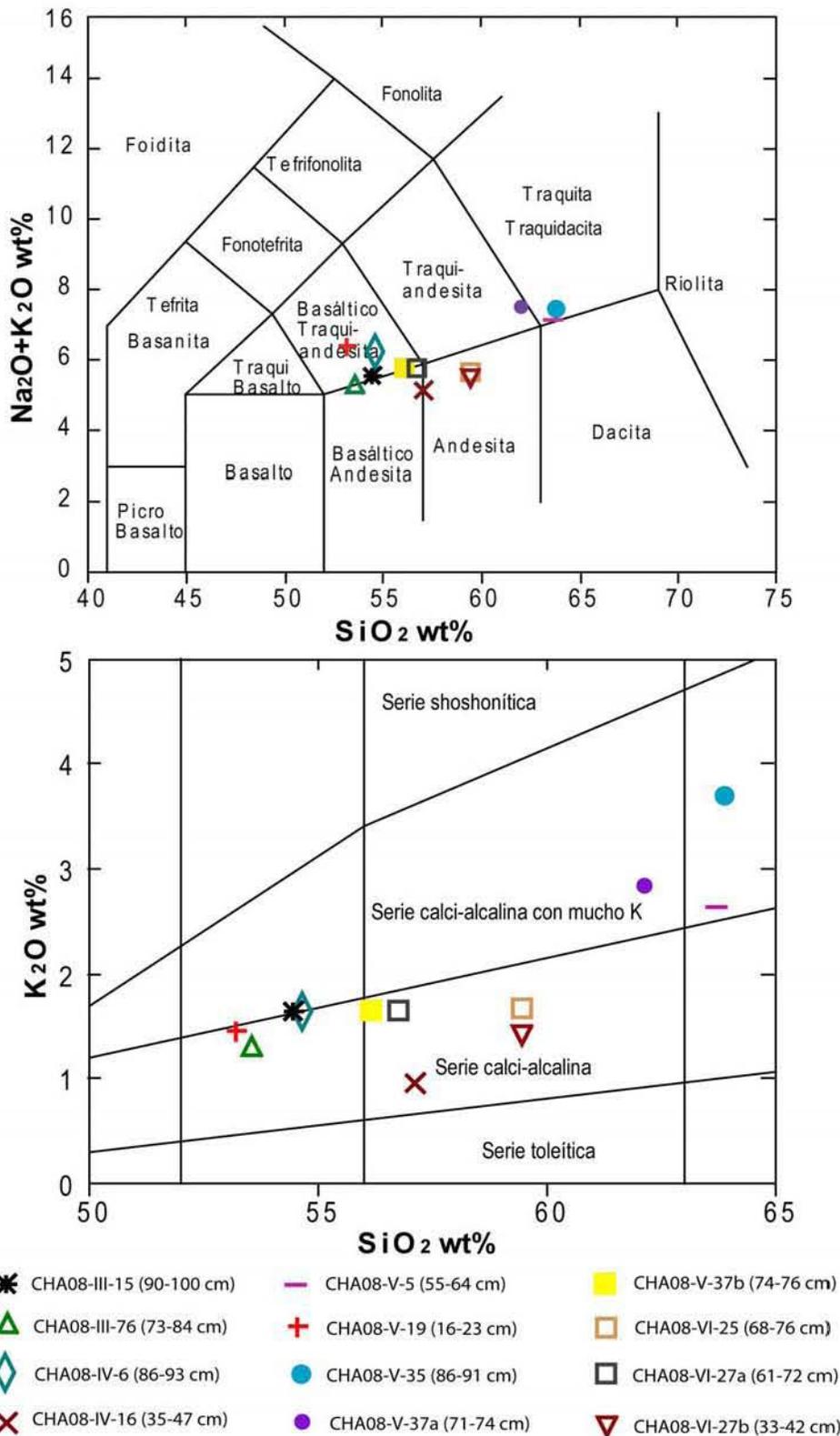


Figura 19: Clasificación de las tefras analizadas en la secuencia (122 m) de Chalco. A) Diagrama K₂O versus sílica (según Peccerillo y Taylor, 1976); B) Álcalis versus sílica total (según Le Bas et al., 1986) contenido en las doce tefras analizadas por FRX. Nótese que la mayoría de las muestras tienen composición basáltico-traquiandesítica, andesítica y basáltico andesítica, a excepción de las muestras CHA08-V-5, CHA08-V-35 y CHA08-V-37a, que probablemente provengan de la Sierra Nevada.

Tabla 4: Elementos mayores más abundantes en las 12 muestras de tefras analizadas por FRX.

Elementos mayores												
Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Σ
CHA08-III-15 90-100 cm.	54.445	1.431	15.387	8.275	0.13	4.668	6.906	3.895	1.656	0.748	2.51	100.051
CHA08-III-76 73-84 cm.	53.573	0.824	14.682	5.365	0.082	4.61	9.578	4.026	1.313	0.222	5.91	100.185
CHA08-IV-6 86-93 cm.	54.634	1.336	16.263	7.526	0.108	3.553	6.73	4.56	1.644	0.394	3.16	99.908
CHA08-IV-16 35-47 cm.	57.087	0.718	16.85	6.444	0.103	5.779	6.563	4.206	0.959	0.192	1.93	100.831
CHA08-V-5 55-64 cm.	63.691	0.479	14.595	3.417	0.058	1.871	4.118	4.492	2.641	0.186	4.99	100.538
CHA08-V-19 16-23 cm.	53.2	1.421	18.032	7.966	0.094	2.259	7.41	4.955	1.462	0.346	2.75	99.895
CHA08-V-35 86-91 cm.	63.921	0.373	13.699	2.923	0.073	2.497	3.448	3.717	3.687	0.121	5.32	99.779
CHA08-V-37 71-74 cm.	62.137	0.803	15.68	3.924	0.049	2.259	4.264	4.64	2.836	0.213	3.69	100.495
CHA08-V-37 74-76 cm.	56.13	0.771	15.338	5.44	0.081	5.015	7.696	4.152	1.643	0.21	4.12	100.596
CHA08-VI-25 68-76 cm.	59.462	0.904	15.811	5.042	0.067	2.898	5.504	4.003	1.678	0.229	4.22	99.818
CHA08-VI-27 61-72 cm.	56.734	1.272	16.797	6.38	0.097	3.298	7.438	4.143	1.644	0.395	1.68	99.878
CHA08-VI-27 33-42 cm.	59.473	0.7	16.339	5.507	0.081	4.31	5.914	4.05	1.418	0.169	2.59	100.551

Las muestras CHA08-V-5, CHA08-V-35 y CHA08-37 (74-76 cm) representan las probables candidatas para ser fechadas por ⁴⁰Ar/³⁹Ar, debido a que tienen el contenido más elevado de K.

La mayoría de los depósitos volcánoclasticos forman parte de la subfacies Vcl2, a excepción de dos depósitos de lapilli que corresponden a la "Pómez Ocre" (Arana-Salinas et al., 2010) en los primeros 10 cm de la secuencia y la "Pómez con Andesita" (Mooser y González-Rul, 1961) o "Tutti Frutti" (Siebe et al., 1996a, 1997b; Siebe y Macías, 2004) entre 4.3 y 4.5 m de profundidad (Apéndice I), y otros cuatro aun no identificados; compuestos por fragmentos de pómez alterados de color amarillo, de 3 a 5 cm de longitud, diseminados en varios niveles de la secuencia maestra que constituyen la subfacies Vcl1.

4.1. 2 Facies biogénicas:

4.1.2.1 Ooze de diatomeas (Ood)

Esta facies se compone de frústulos de diatomeas rotos y completos, en estratos masivos de 5 a 10 cm de espesor y laminados de 0.5 y 0.7 cm de espesor; de color variable de gris a amarillo oliváceo. En menor proporción contienen limo y arcilla, y materia orgánica amorfa en algunos casos. Al igual que la facies de limo pardo oliváceo y los depósitos volcanoclásticos, esta se dividió en dos subfacies de acuerdo a la estructura y al contenido de diatomeas en: a) Ood1, caracterizada por laminaciones y b) Ood2, masiva. La subfacies Ood1 está compuesta por frústulos de diatomeas rotos y completos de ~100 µm de diámetro, principalmente del género *Stephanodiscus* (*S. Niagarae* y *S. minutulus*), que representan hasta el 95% de cada lámina (Fig. 20). La subfacies Ood2 está compuesta por frústulos de los géneros *Cocconeis* (*C. placentula*), *Fragilaria*, *Amphora*, *Anomoeonis*, *Navicula*, entre otros, y se caracteriza por una mayor proporción de materia orgánica amorfa, partículas de carbón, fitolitos y espículas de esponja. La subfacies Ood1 se distribuye entre 95 y 122 m de profundidad; mientras que la Ood2 se encuentra entre 2 a 2.3 m de profundidad (Fig. 20). En ambos casos, los contactos con la facies de limo arcilloso pardo oliváceo, arcilla limosa parda oscura y arcilla parda oscura y negra con abundante materia orgánica son netos e irregulares.

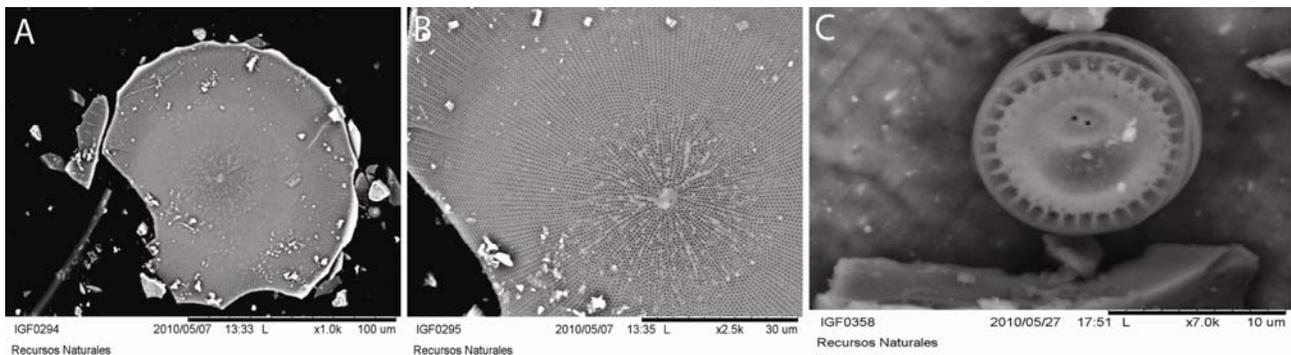


Figura 20: Imágenes de microscopio electrónico de barrido en las que se observan frústulos de diatomeas centrales. A. *Stephanodiscus niagarae*, especie más abundante de la facies de ooze de diatomeas laminadas; B. Acercamiento del mismo ejemplar en el que se observan las principales estructuras del frústulo; ornamentación radial uniseriada en el centro que varía a biseriada en el borde; C. Ejemplar de *Cyclotella meneghiniana*, representa una de las especies más comunes a lo largo de la secuencia.

4.1.2.1 Facies de ooze de ostrácodos (Oos)

Esta facies está compuesta en más del 80% por valvas de ostrácodos, distribuida en 15 estratos masivos de color pardo amarillento y de 5 a 10 cm de espesor. Otros componentes menos abundantes (que representan ~20%) son arcilla y granos de plagioclasa, anfíbol, y trazas de cuarzo. Las valvas tienen de dimensiones que varían de 200 a 300 µm de longitud (Fig. 21); en general están bien conservadas, a excepción de algunos estratos en los que están muy rotas y que coincide con un

aumento en la proporción de arcilla, frústulos de diatomeas y terrígenos (Fig. 21). Esta facies se distribuye entre 20 y 39 m de profundidad, intercalada con la facies limo arcilloso pardo amarillento (Lpa), los contactos son netos e irregulares.

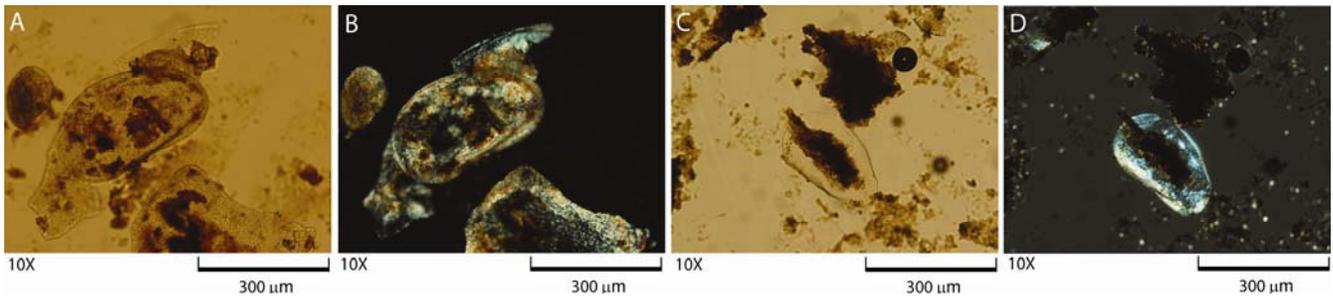


Figura 21: Microfotografías de ostrácodos. Las imágenes A y C muestran los ejemplares con nícoles paralelos, mientras que las B y D muestra los mismos ejemplares con nícoles cruzados, en las que se observan en color de interferencia de la calcita, principal componente de las valvas de los ostrácodos.

4.1. 3 Facies químicas:

4.1.3.1 Lodo de calcita micrítica pardo amarillenta (Lca)

Está compuesta principalmente por calcita magnesiana, dolomita y siderita (tabla 6); distribuida en 11 estratos masivos de color pardo amarillento y entre 3 y 5 cm de espesor (Fig. 22). Otros componentes menos abundantes son trazas de arcilla, feldespato, plagioclasa, anfíbol, sílice amorfa (cristobalita) y cuarzo (tabla 6). Esta facies se distribuye verticalmente en la secuencia maestra, entre 113 y 122 m de profundidad, intercalada con las facies de ooze de diatomeas (Ood) y limo pardo oliváceo (Lpo); con ~1 m de espesor. Los contactos de esta facies con las que se relaciona son netos, en algunos casos rectos y en otros irregulares (Fig. 22).

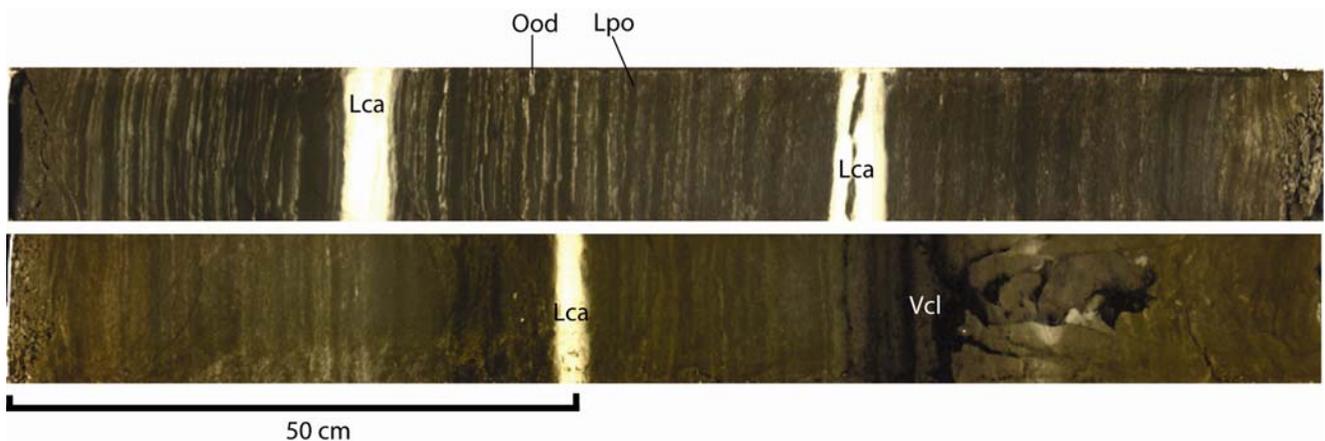


Figura 22: Imagen óptica de dos secciones del núcleo CHA08-VI, a 117 (arriba) y 118.1 m de profundidad (abajo) en los que se muestran tres estratos de la facies de lodo de calcita micrítica pardo amarillenta (Lca) y su relación estratigráfica con la facies de ooze de diatomeas (Ood), limo pardo oliváceo (Lpo) y los depósitos volcánoclasticos (Vcl)

Tabla 5: Principales fases minerales identificadas por DRX a las 9 muestras de carbonatos.

Fases minerales identificados	
Muestra	Fases minerales identificadas en orden de abundancia
CHA08-VI-21 29-33 cm.	Siderita, calcita, cristobalita, <i>hematita</i> , trazas de arcilla.
CHA08-VI-22 40-42 cm.	Calcita magnesiana, cristobalita, trazas de arcilla y feldespato.
CHA08-VI-23 13-17 cm.	Calcita magnesiana, trazas de cristobalita, trazas mínimas de arcilla.
CHA08-VI-23 51-59 cm.	Calcita magnesiana, cristobalita, trazas de arcilla y posibles trazas de feldespato.
CHA08-VI-24 24-26 cm.	Calcita, cristobalita, posibles trazas de plagioclasa y cuarzo, trazas de arcilla.
CHA08-VI-24 64-68 cm.	Calcita magnesiana, cristobalita, trazas de arcilla y feldespato.
CHA08-VI-25 53-54 cm.	Calcita magnesiana, siderita, anfíbol posiblemente tipo actinolita-tremolita, cristobalita, trazas de arcilla y feldespato.
CHA08-VI-26 31-37 cm.	Calcita magnesiana, dolomita, trazas de cristobalita y feldespato, trazas de arcilla.
CHA08-VI-26 77-80 cm.	Calcita magnesiana, dolomita, ankerita, cristobalita, trazas mínimas de arcilla.

* En *cursiva* son las fases probables que deben ser confirmadas por métodos complementarios.

4.2 Descripción cualitativa del contenido de diatomeas

A lo largo de la secuencia lacustre que se presenta en esta tesis, son notables los cambios en la abundancia y la relación de géneros de diatomeas; cambios que están, en algunos casos, relacionados con la estratigrafía (Fig. 23). Las diatomeas más comunes observadas a 40x, pertenecen a los géneros *Cocconeis*, *Fragilaria*, *Cyclotella*, *Campylodiscus* y *Anomoeonis*, y en menor proporción *Rhopalodia*, *Amphora*, *Navicula*, *Aulacoseira*, *Epithemia*, *Pinularia* y *Surirella*. Con base a la abundancia relativa de géneros y especies observadas en los frotis, la secuencia maestra de Chalco se dividió en 16 zonas representativas (Fig. 23). Los cambios más importantes son notables a 103, 89, 68 y 9 m de profundidad; específicamente a 103, 89 y 9 m, se observan los

cambios más bruscos en el contenido de diatomeas, tanto en abundancia como en la proporción de

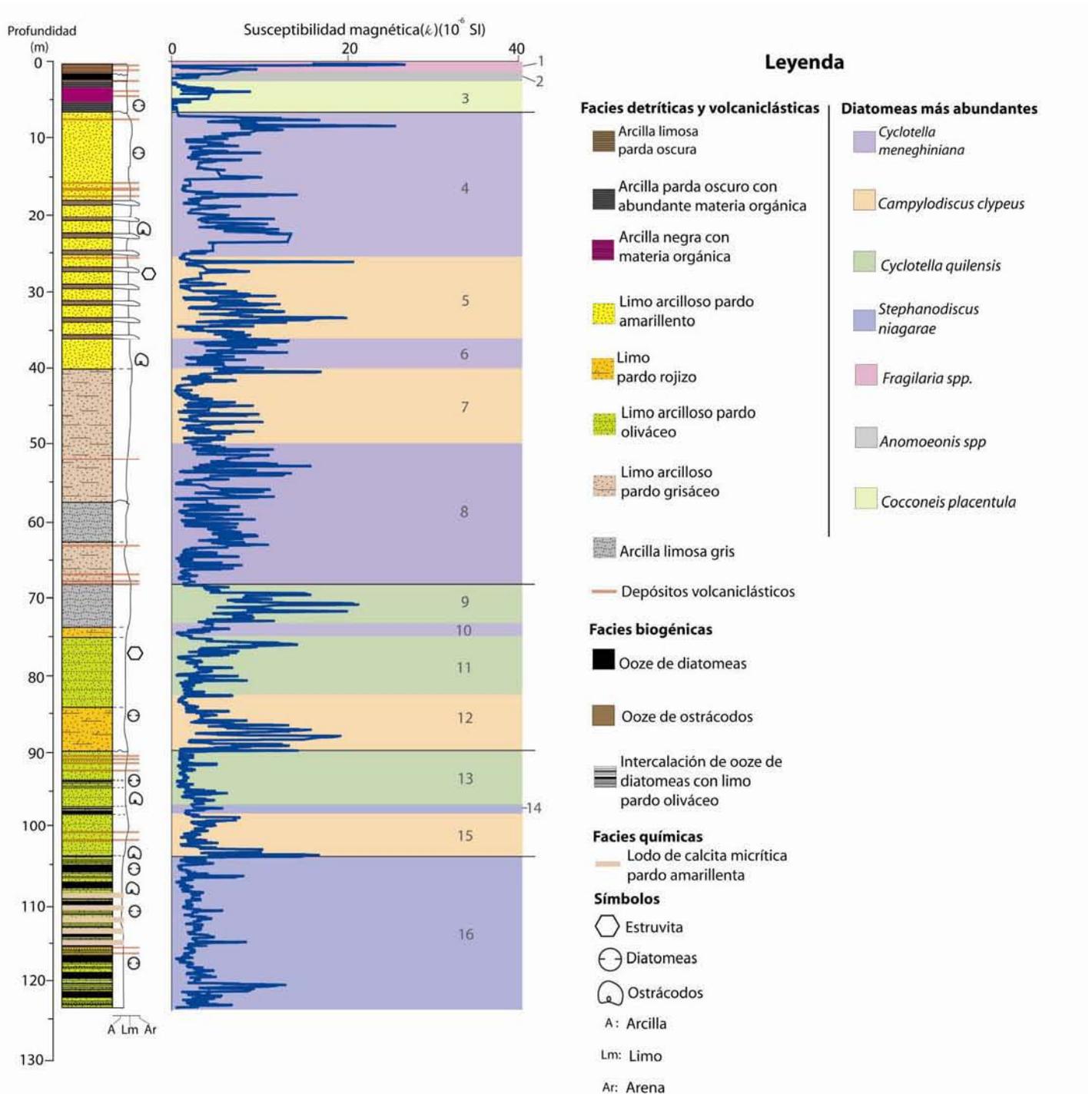


Figura 23: Zonación vertical de los géneros y especies de diatomeas más abundantes en la secuencia maestra (122 m) de Chalco, observados un microscopio estereográfico a 40x. Las líneas negras señalan los cambios más importantes y bruscos en la composición y abundancia relativa de diatomeas, los cuales correlacionan con cambios de facies y la susceptibilidad magnética.

géneros. En las zonas 16 y 14 las especies más comunes pertenecen al género *Stephanodiscus* (*S. niagarae* y *S. minutulus*); en las 15, 12, 7 y 5 predomina la especie *Campylodiscus clypeus*, junto con otras especies de los géneros *Surirella*, *Anomoeonis* y *Rhopalodia*; mientras que en las 13, 11 y 9 es más común la especie *Cyclotella quilensis*. Por último en las zonas 3, 2 y 1 son más comunes los géneros *Cocconeis* (específicamente *C. placentula*), *Anomoeonis* y *Fragilaria* respectivamente.

4.3 Cronología y modelo de edad

El modelo de edad de los primeros 26 m de profundidad de los sedimentos lacustres de Chalco, ha sido establecido en trabajos anteriores a partir de fechamientos por radiocarbono y tefracronología (p. e. Caballero y Ortega, 1998; Ortega y Newton, 1998). Ya que aún no se cuenta con fechamientos absolutos para toda la secuencia, la cronología que se presenta en esta tesis se estableció a partir del paleomagnetismo y se complementó con cinco fechamientos obtenidos por ^{14}C en muestras de polen colectadas en la parte superior de los núcleos. La extrapolación lineal de estas fechas para la secuencia de 122 m estudiada en este trabajo, indican que la misma podría abarcar una escala temporal de hasta 230 ka. Para obtener dataciones radiométricas con edades mayores a 40 ka, el método de fechamiento por radiocarbono resulta inútil debido a que rebasa el límite de aplicación del ^{14}C .

4.3.1 Fechamientos por ^{14}C AMS:

Actualmente se cuenta con cinco edades radiocarbono, obtenidas a partir del fechamiento de muestras de polen. Algunas edades están invertidas de acuerdo a su posición estratigráfica, específicamente las de las muestras CHA08-II-15s y CHA08-III-16, cuyas edades son menores a las muestras estratigráficamente sobre ellas (tabla 6). La muestra CHA08-III-16 (de edad calibrada en 32.9 ka AP) fue tomada sobre la tefra identificada como la “gran ceniza basáltica” (Ortega Guerrero, 1992; Caballero Miranda, 1997), de la que reportan una edad >34 ka (Ortega Guerrero, 1992).

En adición a estos fechamientos, se calibraron utilizando la curva IntCal09, las edades reportadas previamente de las tefras Pómez con Andesita o Tutti Frutti de 14,500+/-100 años radiocarbono (Siebe et al., 1997; Ortega y Newton, 1998; Siebe y Macías, 2004) y la pómez Toluca superior, de 12,520+/-120 años radiocarbono (Ortega y Newton, 1998). Otro depósito volcánico identificado en los núcleos CHA08-II y CHA08-III a 1.27 y 1.21 m de profundidad respectivamente, que probablemente se trate de la Pómez Ocre (Arana Salinas et al., 2010) o la Pómez Lorenzo, también llamada “secuencia eruptiva pliniana del cerámico inferior” (Siebe et al., 1996a; Arana Salinas et al., 2010), tendría edades radiocarbono entre ca. 2,150 a 4,965+/-65 años AP.

Tabla 6: Fechamientos por ^{14}C AMS de muestras de polen de los 26 metros superiores de Chalco.

Fechamientos por radiocarbono				
Muestra	Profundidad	Código Lab.	Edad ^{14}C (años AP)	Edad calibrada 2σ (años AP)
CHA08-II-7i (34-35 cm)	10.09 m	Beta-287002	24620+/-120	27962-27171
CHA08-III-16 (34-35 cm)	16.50 m	Beta-287005	27650+/-140	30289-29423
CHA08-III-15 (27 cm)	15.31 m	Beta-284588	30250+/-200	33177-32623
CHA08-II-15s (87 cm)	25.61 m	Beta-287004	35260+/-250	39184-37586
CHA08-II-14i (87 cm)	24.61 m	Beta-287003	36100+/-270	39849-38734

* Para ajustar la fecha al modelo de edad, se utilizó el punto medio del intervalo de 2σ de probabilidad de edades calendario.

4.3.2 Resultados previos de los análisis paleomagnéticos: excursiones geomagnéticas

El establecimiento de un marco cronológico utilizando el paleomagnetismo como referencia, se fundamenta en la identificación de tres probables excursiones magnéticas, y considerando proyección lineal de las edades radiocarbono antes mencionadas. De acuerdo a esto, la secuencia de 122 m de longitud de Chalco debe contener probablemente el registro de las excursiones a) Laschamp (41 ka) (Channell 2006; Lund et al., 2006), b) el evento Blake (120 ka) (Zhu et al., 1994; Lund et al., 2006) y c) Pringle Falls (220 ka) (Channell 2006). Este trabajo es actualmente realizado por la Dra. Ortega Guerrero.

Los análisis paleomagnéticos muestran que la secuencia de 122 m de Chalco, probablemente registra las tres excursiones magnéticas antes mencionadas (ver apartado 3.5.1), a las siguientes profundidades: **Laschamp** (40 ka AP), entre 23.7 y 25.7 m; el **evento Blake** (120 ka AP), entre 70 y 72 m; y **Pringle Falls** (220 ka AP), próximo a 120 m (Fig. 24). De las tres excursiones se ha confirmado hasta el momento la primera, debido a que sólo a los núcleos correspondientes a esta profundidad (CHA08-II-tr14inf y CHA08-II-tr15sup), se le han realizado completamente los análisis de desmagnetización por campos alternos. Los resultados preliminares apuntan a que efectivamente, a esta profundidad se registra la excursión Laschamp, que puede comprobarse en la consistencia de las inclinaciones bajas obtenidas y en que se presenta en dos tramos consecutivos (Fig. 25). Los demás núcleos aun están a la espera de ser desmagnetizados y analizados, aunque es probable que también abarquen el evento Blake y el Pringle Falls. En esta tesis sólo se toma en cuenta la inclinación magnética, debido a que la obtención de los núcleos se realizó sin un control azimutal.

Los resultados preliminares deben ser corroborados con otros métodos (p. e. obtener edades de toda la secuencia, empleando otros métodos radiométricos como U-Th en carbonatos, o el fechamiento de tefras por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o K/Ar) dado que varias fuentes de error pueden afectar el registro de la inclinación magnética; desde errores humanos

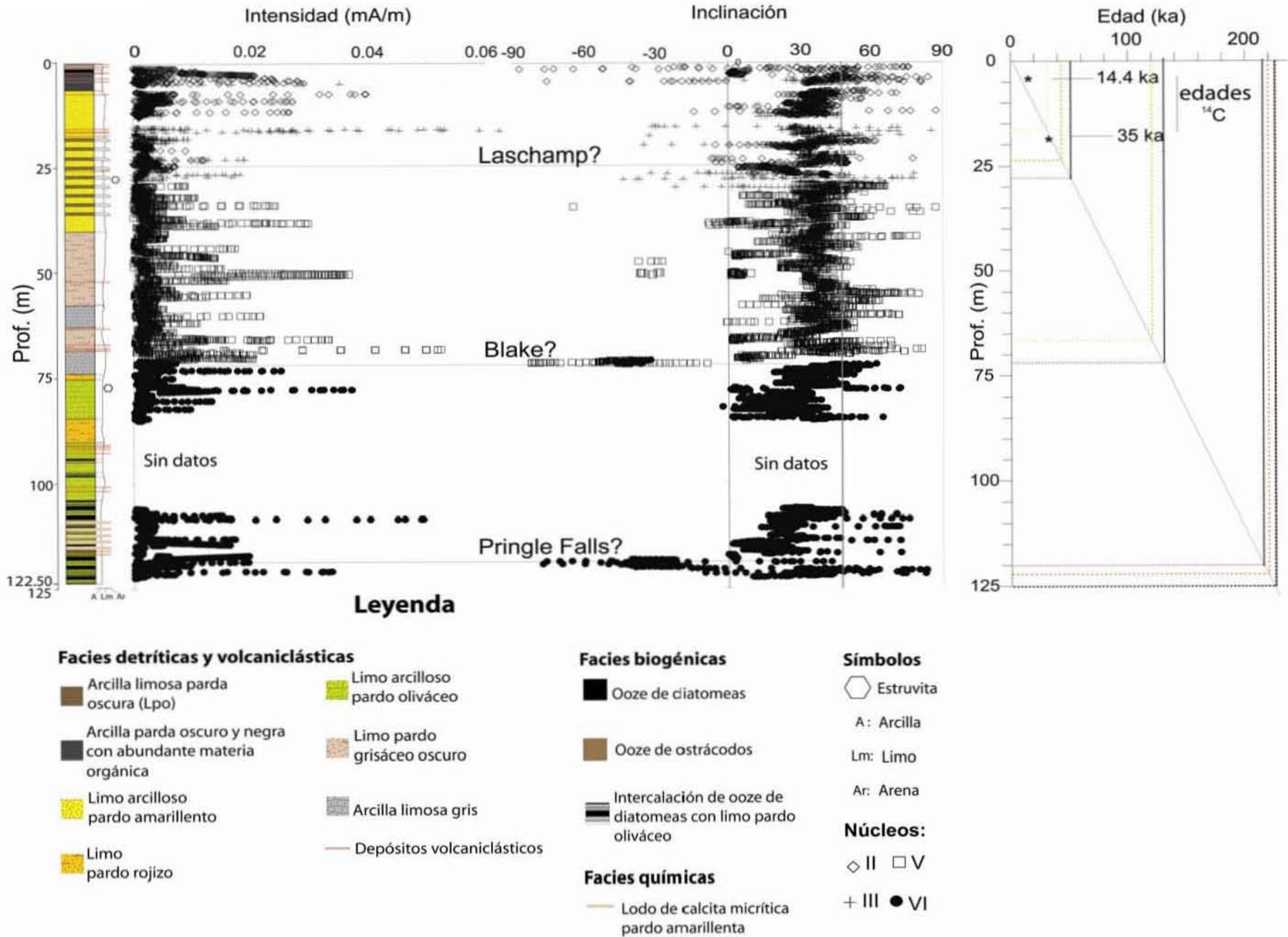


Figura 24: Ubicación de las excursiones geomagnéticas probablemente registradas en la secuencia maestra (122 m) de Chalco: Laschamp, Blake y Pringle Falls. A la derecha está el modelo de edad construido con base a la extrapolación lineal de las edades radiocarbono documentadas previamente por Caballero y Ortega (1998), y Ortega y Newton (2000). Modificado de Ortega Guerrero (2010).

en la rotulación de las secciones, a la bioturbación, compactación de los sedimentos durante la perforación, entre otros. Por estas razones, se requiere de un cuidadoso análisis y la comprobación de los resultados en núcleos paralelos, antes de interpretar los valores bajos o negativos en la inclinación magnética como excursiones paleomagnéticas.

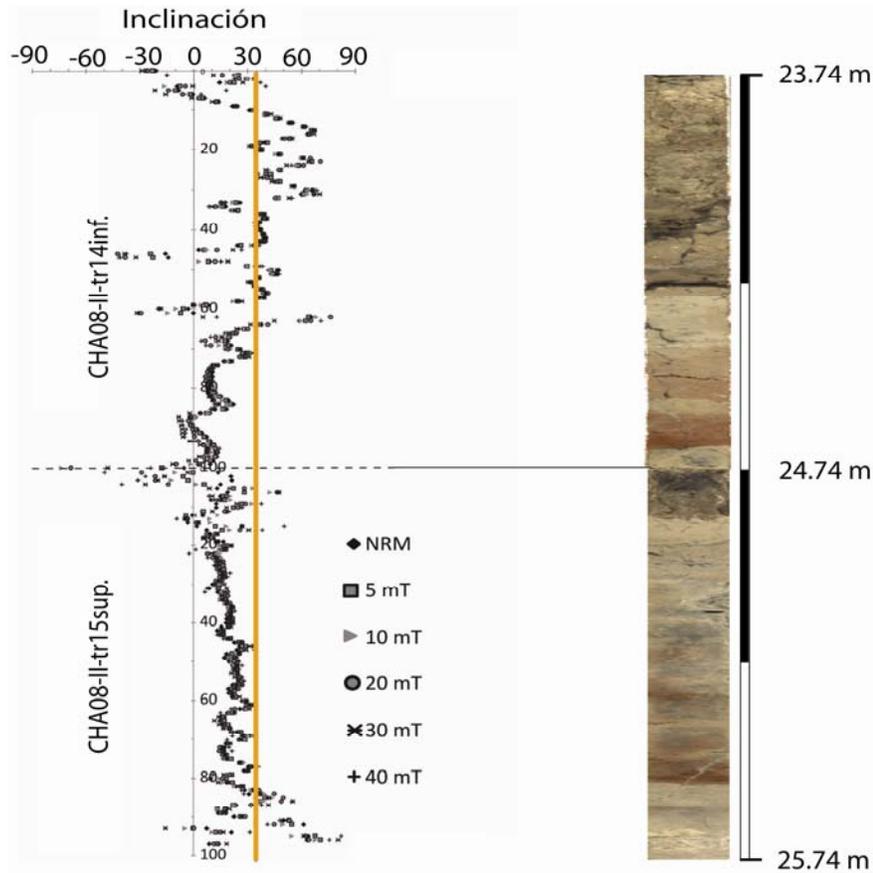


Figura 25: Curva de la inclinación magnética versus profundidad de los tramos CHA08-II-tr14inf y CHA08-II-tr15sup, en los que aparentemente está presente la excursión Laschamp. Los valores graficados son las intensidades obtenidas en campos alternos de 0 a 40 mT durante la desmagnetización, y la línea naranja representa el dipolo axial geomagnético (DAG). A la derecha están las imágenes ópticas de los núcleos analizados y la profundidad a la que se encuentran Gráfica modificada de Ortega-Guerrero (2010).

4.3.3 Modelo de edad:

Asumiendo que las excursiones geomagnéticas están presentes a las profundidades antes señaladas, y en adición a las edades antes mencionadas calibradas en años AP de las tefras Pómez con Andesita o Tutti Frutti, Pómez Toluca Superior y Pómez Ocre, y de las muestras de polen fechadas, se elaboró un modelo de edad para los 122 m de la secuencia maestra (Fig. 27). Para el ajuste cronológico se utilizó el registro de paleotemperaturas de la superficie del mar Caribe de los últimos 250 ka (Schmidt et al., 2006) como referencia, y se correlacionó con el registro de susceptibilidad magnética de la secuencia maestra de Chalco (Fig. 26).

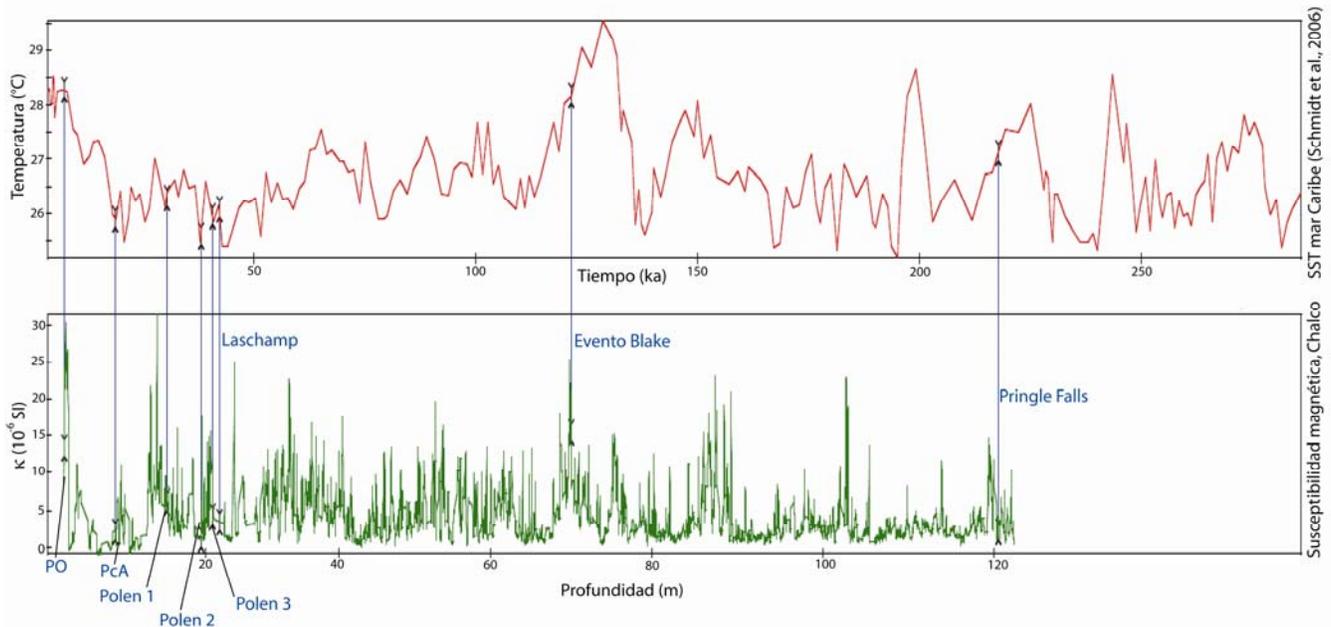


Figura 26: Registro de susceptibilidad magnética de la secuencia (122 m) de Chalco (en profundidad), ajustada al registro de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (en tiempo) (Schmidt et al., 2006). Para la correlación se identificaron las profundidades de las edades reconocidas en la secuencia de Chalco (PO = pómez ocre; PcA = pómez con andesita; polen 1 = CHA08-II-7i, 34-35 cm; polen 2 = CHA08-III-15, 27 cm; polen 3 = CHA08-II-14i, 87 cm; y las excursiones geomagnéticas (Laschamp, Blake y Pringle Falls) y se ajustaron de acuerdo a la escala temporal del registro del mar Caribe. El Analyseries, programa utilizado para la correlación cronológica, distorsiona automáticamente la curva de susceptibilidad magnética de Chalco, en función de la curva de paleotemperaturas del mar Caribe, tomada en este caso como referencia.

De acuerdo al modelo, en los últimos 225 ka la cuenca de Chalco ha tenido variaciones en la tasa de sedimentación, de < 0.3 mm/año hasta > 1 mm/año (Fig. 27). En el período comprendido entre la actualidad, hasta hace 17.7 ka AP, la tasa de sedimentación lineal (TSL) se mantuvo de 0.26 mm/año en promedio; con un ligero aumento a 0.76 mm/año entre 17.7 a 32.9 ka AP. Entre 32.9 y 39.3 ka AP, la TSL aumentó a 1.45 mm/año, la más alta calculada en la secuencia maestra con las edades disponibles hasta el momento. A partir de este período, la TSL se mantuvo relativamente constante entre 0.49 a 0.57 mm/año; sin embargo, estos valores están sujetos a cambios, sobre todo porque sólo se dispone de dos amarres cronológicos preliminares a partir de 26 m de profundidad: el evento Blake y el Pringle Falls. En adición al modelo de edad propuesto con base a los fechamientos radiocarbono y el registro de las excursiones del campo geomagnético axial, se fechó por K/Ar una muestra de ceniza del núcleo CHA08-VI-27 (la más profunda), a 121 m de profundidad. Los resultados indican que la muestra CHA08 VI-27; 66-68 cm, tiene una edad de 198 ± 74 ka (J. Solé, comunicación personal, octubre 2010). La amplia incertidumbre se debe a que la edad obtenida está en el límite mínimo de detección del equipo utilizado. Sin embargo, los resultados se aproximan a la edad esperada para esta profundidad de acuerdo al modelo cronológico presentado en este trabajo. Es importante señalar que la tasa de sedimentación fue calculada excluyendo los espesores de los

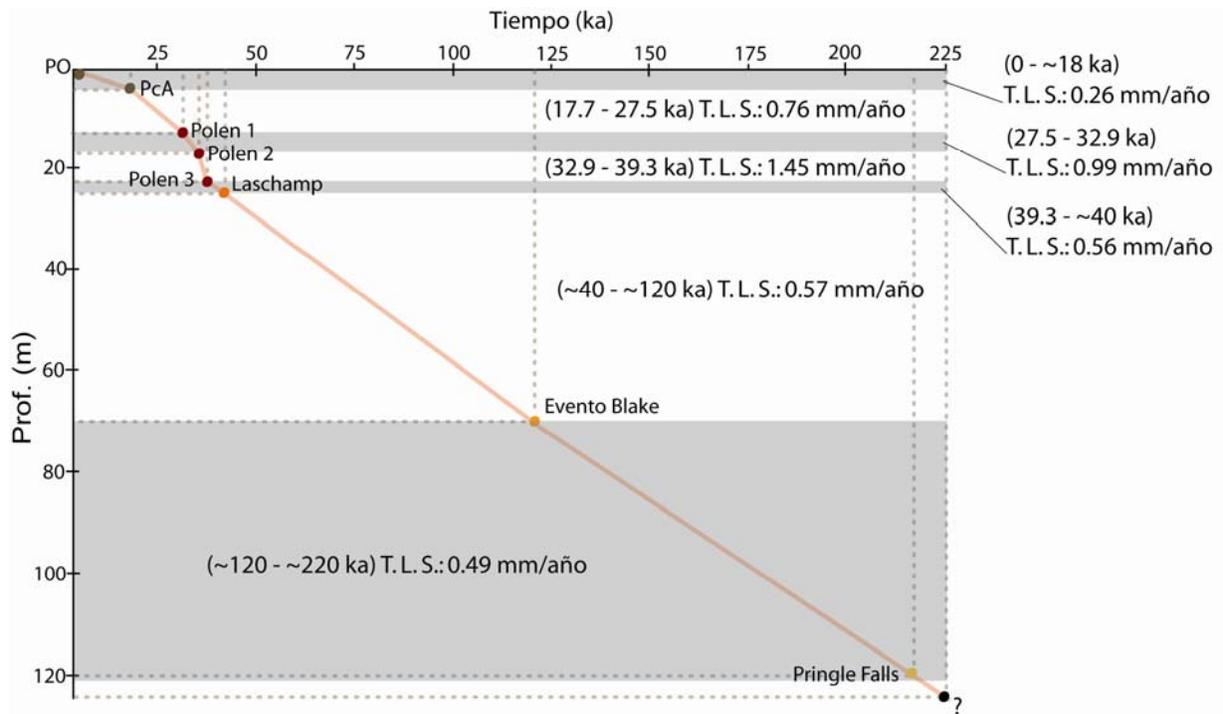


Figura 27: Modelo de edad de los últimos 225 ka de la secuencia maestra (122m) de Chalco, elaborado a partir de fechamientos por ^{14}C calibrados, y las excursiones del campo geomagnético axial probablemente registradas. Los cambios más notables se observan anterior a la excursión Laschamp, debido a que se cuenta con mayor número de fechamientos y por lo tanto mejor resolución temporal; mientras que a partir de 26 hasta 122 m de profundidad, la relación tiempo/profundidad sólo se estableció con dos amarres cronológicos: el evento Blake (120 ka AP) y Pringle Falls (220 ka AP).

depósitos volcanoclásticos

HISTORIA DEPOSICIONAL Y REGISTRO PALEOCLIMÁTICO DE LA CUENCA DE CHALCO DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

5.1 Historia deposicional y modelo de facies de la cuenca de Chalco

A partir del análisis de facies, apoyado por estudios previos (p. e. Caballero y Ortega, 1998; Ortega et al., 2000) y el modelo de edad propuesto en esta tesis, la evolución del lago de Chalco durante los últimos 225 ka AP se divide en cinco etapas principales. Estas etapas indican de manera general, las variaciones en las condiciones ambientales del lago de Chalco y su cuenca, a lo largo de un rango temporal que abarca varios estadíos e interestadíos isotópicos marinos (Peterson et al., 2000; Anselmetti et al., 2006), eventos Heinrich, ciclos Bond, entre otros (Heinrich, 1988; Bond et al., 2001; Prokopenko et al., 2001). Con base en el modelo de edad se deduce que los cambios ambientales más importantes en la secuencia de Chalco, observados en la estratigrafía, susceptibilidad magnética y el contenido de diatomeas, ocurrieron hace ~22 ka AP, ~122 ka AP, ~160 ka AP y ~190 ka AP. El más reciente (~22 ka AP), ha sido asociado a la actividad volcánica del Popocatepetl (Caballero y Ortega, 1998), mientras que los demás probablemente estén relacionados a cambios climáticos y al desarrollo de las sierras de Chichinautzin y Santa Catarina (Fig 28).

5.1.1 Etapas deposicionales y ambientes sedimentarios:

- ***Etapas 1: (~225 ka AP - ~190 ka AP)***

Durante este período se depositaron sedimentos detríticos, biogénicos, químicos y volcánico-clásticos, correspondientes a las facies Lpo, Ood, Lca y Vcl, dispuestos en láminas paralelas de ~0.5 cm de espesor y estratos masivos de ~5 cm (Fig. 27). Las estructuras primarias están bien conservadas, a excepción de algunos tramos perturbados durante el proceso de perforación. La fracción detrítica está compuesta por limo y arcilla; mientras que los componentes biogénicos son frústulos de diatomeas circumneutrales rotos, principalmente del género *Stephanodiscus* (*S. niagarae* y *S. minutulus*) y materia orgánica amorfa. La fracción química la componen minerales autógenos, como calcita magnesiana, dolomita, siderita, piritita,

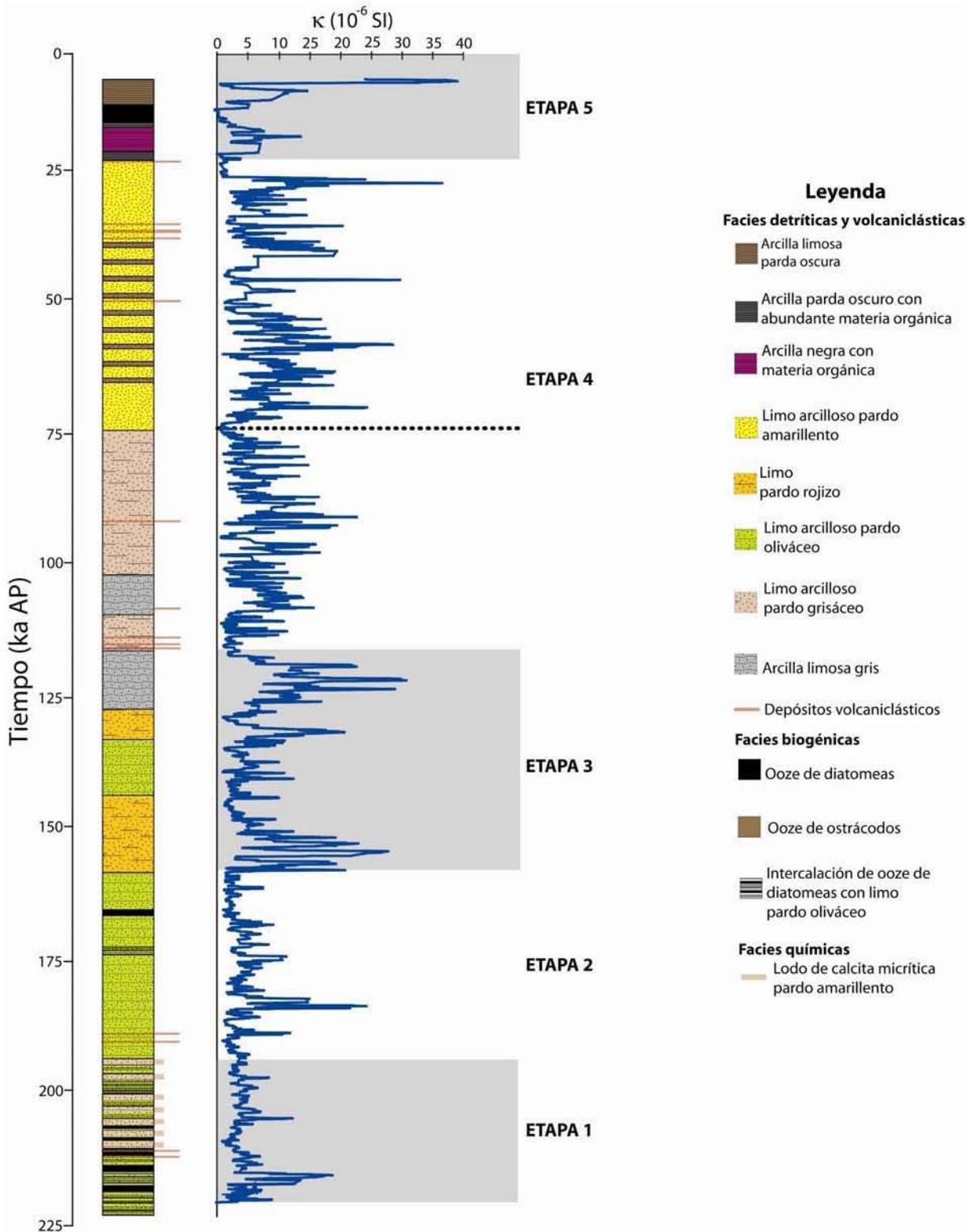


Figura 28: Estratigrafía y susceptibilidad magnética de la secuencia maestra de Chalco, modificada de acuerdo a la edad ajustada con el registro de paleotemperaturas del mar Caribe. Los espesores de las facies en la columna estratigráfica no son los reales; representan la tasa de sedimentación de cada una. Se muestran además, las etapas deposicionales de la cuenca y las facies que se depositaron en cada una.

y trazas de arcilla, feldespato, plagioclasa, anfíbol y cristobalita. En algunas de las tefras se observaron piritas de hábito framboidal, adheridas a granos de plagioclasa. La susceptibilidad magnética es notablemente baja, con una media inferior a 5×10^{-6} SI.

La formación de minerales sulfurosos, como las piritas framboidales reconocidas en los sedimentos depositados en esta etapa, está asociada a la actividad bacteriana en ambientes euxínicos (Augustithis, 1995; López et al., 2009), cuando bacterias anaerobias reducen los sulfatos disponibles a H_2S , que se traduce en el incremento de la concentración de H_2S en la columna de agua y los sedimentos. Este proceso sólo es posible bajo condiciones anóxicas reductoras, con una concentración molar de oxígeno disuelto (OD) inferior a 10^{-6} (Berner, 1981). Otros autores como Wilkin y Barnes (1997), explican que las piritas framboidales también podrían tener un origen inorgánico, a partir de la disponibilidad de Fe^{2+} y H_2S (Augusto et al., 2004). Aunque la fuente principal de H_2S es generalmente de origen bacteriano (Berner, 1981; Wilkin y Barnes, 1997), también puede provenir directamente del desgase magmático, mediante el cual el Fe^{2+} es puesto en disponibilidad por la alteración de vidrio volcánico debido a la acción de gases ácidos (Augusto et al., 2004). Asimismo, la formación de siderita, también presente en algunos de los estratos de la facies Lca, se asocia a condiciones anóxicas similares a las de la pirita, con la salvedad de que en los ambientes donde se forma, la disponibilidad de sulfuros es muy baja o nula, con una concentración molar menor de 10^{-6} (Berner, 1981). Las condiciones ideales para la formación de siderita y otros carbonatos autógenos como calcita micrítica, se explican por cambios en la alcalinidad del agua causados por un pH elevado, que puede ser favorecido por un incremento en la temperatura (Wetzel, 2001). En ambientes anóxicos es propicia la disolución de minerales ferrimagnéticos (Vázquez-Castro et al., 2008) teniendo, entre otros resultados, una reducción en la proporción de estos minerales y por consiguiente, valores de susceptibilidad magnética bajos.

Stephanodiscus niagarae Ehrenberg es una especie de diatomeas circumneutral, la más abundante en la facies Ood presente en este período. Es frecuentemente reportada como planctónica, común en lagos eutróficos del N de Estados Unidos y Canadá (Veladez et al., 2005). Tradicionalmente la *S. niagarae* se ha utilizado como un indicador de lagos profundos y eutróficos (p. e. Stoermer et al., 1989). Sin embargo, el registro de varios lagos en el centro de México (Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 1999), indican que la especie es también común en lagos relativamente someros (Valadez et al., 2005).

De lo anterior, se infiere que durante esta etapa el lago de Chalco fue más profundo que en la actualidad (Fig. 29), caracterizado por condiciones anóxicas (¿cambios interanuales?) o baja proporción de OD. La decantación de materia orgánica demandante de oxígeno al fondo del lago, probablemente fue otro factor importante en promover condiciones anóxicas. El registro

de diatomeas, representado únicamente por frústulos muy rotos de *S. niagarae* indica que durante esta etapa el lago de Chalco tuvo un pH cercano a 7. En cuanto a la concentración de minerales ferrimagnéticos, los valores bajos de susceptibilidad magnética ($<5 \times 10^{-6}$ SI) también podrían indicar que durante este período Chalco era más profundo, en el que probablemente ocurrió la disolución de minerales ferrimagnéticos. Sin embargo, la susceptibilidad magnética es un indicador multifactorial, que no sólo depende de un proceso. Es un equilibrio entre el aporte y pérdida de minerales ferrimagnéticos, que depende entre otras cosas, de la diagénesis, dilución, disolución, productividad del lago y la erosión, relacionada a su vez con el clima, la vegetación, geomorfología de la cuenca, actividad tectónica, volcánica, etc. En este sentido, es necesario realizar otros análisis de magnetismo de rocas (ARM, IRM, $\kappa(T)$, κ_{df} , diagramas de histéresis, etc.) antes de llegar a una interpretación final de lo que representa el comportamiento de la susceptibilidad magnética para este período. No se tiene documentado para esta etapa si la sierra de Santa Catarina se había formado, al igual que algunos volcanes monogenéticos de la sierra de Chichinautzin más cercanos a la cuenca, como el Teuhtli (Fig. 29).

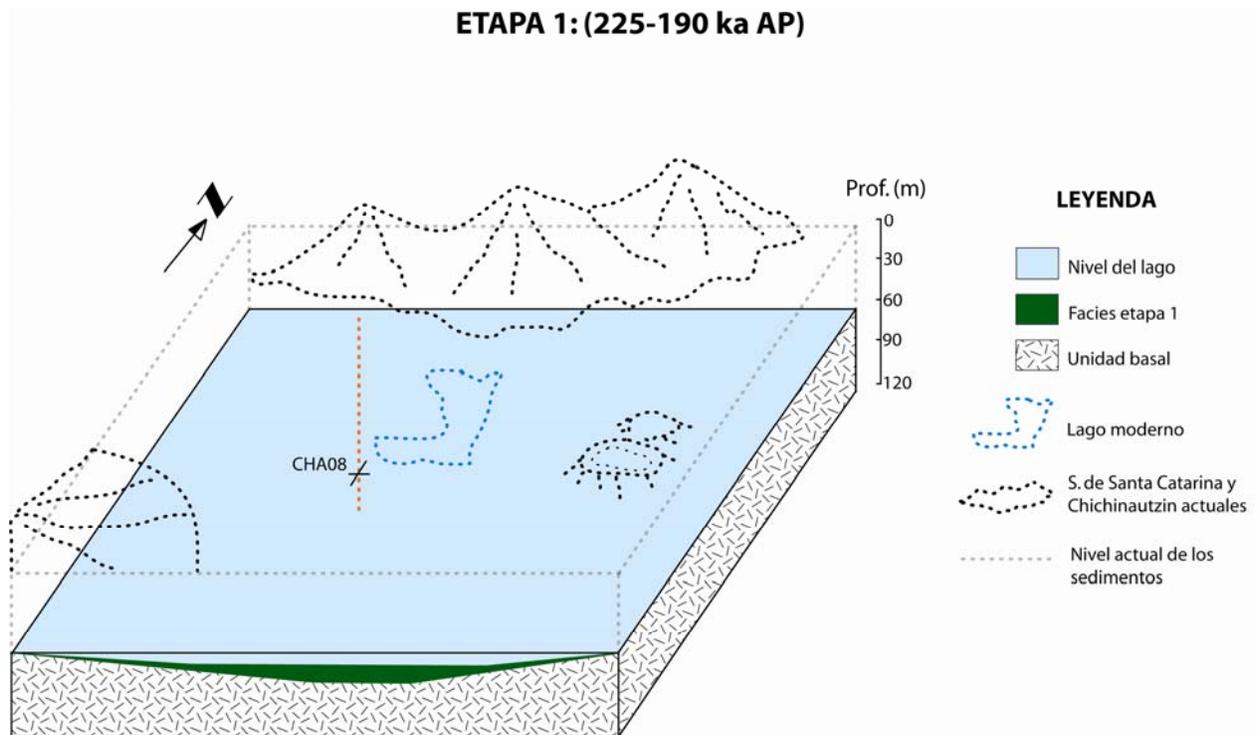


Figura 29: Condiciones paleoambientales del lago de Chalco durante la primera etapa deposicional reconstruida a partir de la secuencia estratigráfica que esta tesis se documenta. En este período se depositaron los sedimentos de las facies Lpo, Odd, Lca y tefras. Se marcan puntedas las sierras de Santa Catarina en la parte posterior del esquema y Chichinautzin (volcán Teuhtli) izquierda inferior y el volcán de Xico a la derecha.

▪ **Etapa 2: (~190 ka AP - ~160 ka AP).**

Se depositaron materiales detríticos, biogénicos y volcanoclásticos de las facies Lpo, Ood y Vcl, dispuestos en estratos masivos de ~10 cm de espesor (Fig. 30). Durante un período muy corto (~3 ka), se depositaron nuevamente frústulos de diatomeas (*S. niagarae*) de la facies Ood, interlaminados con la facies Lpo, similar a la etapa anterior. El sedimento es masivo, con estratificación incipiente en algunos tramos. Frústulos de diatomeas y materia orgánica amorfa representan los componentes biogénicos más abundantes; mientras que la fracción clástica está dominada por limo y arcilla. Las diatomeas más comunes varían de *Campylodiscus clypeus* a *Cyclotella quillensis*, y en menor proporción *Cyclotella meneghiniana*, *Anomoeonis costata*, *Cymbella mexicana*, *Surirella spp* y *Stephanodiscus* (*S. niagarae* y *S. minutulus*). En algunos tramos se observaron pocos cristales autógenos de calcita micrítica. La susceptibilidad magnética, aunque se mantiene baja ($>5 \times 10^{-6}$ SI), se caracteriza por ser ligeramente más alta que en la etapa anterior, con una media de 10×10^{-6} SI.

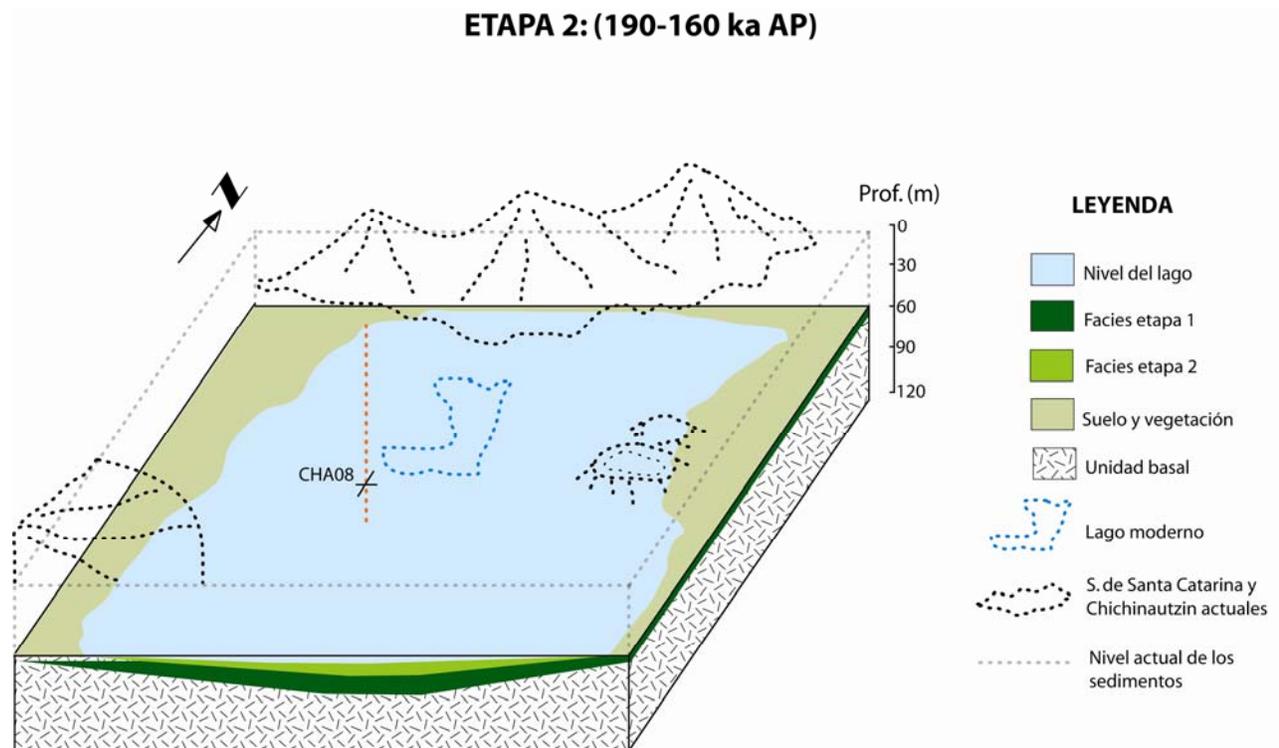


Figura 30: Condiciones del lago de Chalco durante la etapa 2. En este período se infiere que el lago bajo considerablemente de nivel respecto a la etapa anterior. Es probable que en las orillas del antiguo espejo de agua se desarrollaran suelos y vegetación subacuática.

Campylodiscus clypeus, *Anomoeonis costata* y *Cymbella mexicana*, son especies de diatomeas comunes en ambientes salobres (Bradbury, 1971), con una concentración salina de 0.2 a 30‰ (Espinosa, 1994); y un pH alcalino de 8.6-8.7 y 9-10 para *C. clypeus* y *A. costata*

respectivamente, mientras que el pH óptimo para la *C. mexicana* es aun más alcalino (Bradbury, 1971). La especie *Cyclotella quillensis*, plactónica, también se asocia a condiciones salobres y ligeramente alcalinas (pH >7) (Bradbury, 1971); con la diferencia de que abunda en lagos más profundos que la *C. clypeus*, *A. costata* y *C. mexicana*. Caballero y Ortega (1998), señalan que la *C. clypeus* se asocia a condiciones particularmente someras y turbias.

El registro de la coexistencia de varias especies de diatomeas durante esta etapa, sugiere que el nivel del lago de Chalco habría fluctuado en períodos relativamente cortos. El dominio de diatomeas salobres, alcalobiontes y bentónicas durante los primeros 20 ka AP, como *C. clypeus*, *A. costata* y *C. mexicana*, indica que el lago se hizo muy somero, salobre y alcalino. La presencia de cristales de calcita autógena, es también un indicador de la alcalinidad del lago en este período. Posteriormente aumentó nuevamente de nivel, volviendo a tener aguas menos salobres, incluso dulce, señal que se observa en la abundancia de *S. niagarae* y *S. minutulus* hace ~180 ka AP. El lago se mantuvo profundo durante poco tiempo, y paulatinamente fue descendiendo con el corolario del incremento de la salinidad, observado en la abundancia de *C. quillensis*.

▪ **Etapa 3: (~160 ka AP - ~122 ka AP).**

Durante este período se depositaron los limo y arcilla de las facies Lpr, Lpo y Alg (Fig. 31), las cuales están intercaladas en paquetes masivos de 10 y 15 cm de espesor. Es notable la abundancia de óxido de hierro (probablemente hematita) en la facies Lpr, y arcilla en la facies Alg. Hace ~170 ka AP, se depositó un estrato de estruvita de 5 cm de espesor dentro de la facies Lpo. La fracción biogénica está dominada por frústulos de diatomeas, aunque en algunos tramos de la facies Lpr el total de componentes biogénicos es menor al 30%. Las diatomeas varían notablemente, siendo las más comunes *Campylodiscus clypeus* y *Cyclotella meneghiniana* entre 160 ka AP a 135 ka AP, y *Cyclotella quillensis* a partir de los 135 ka AP hasta ~122 ka AP. La susceptibilidad magnética es notablemente más alta respecto a las etapas anteriores, con un valor medio de 15×10^{-6} , y picos de hasta 20×10^{-6} asociados a las facies Lpr y Alg.

Tradicionalmente se ha relacionado la presencia de óxidos de hierro con ambientes óxicos; sin embargo, algunos óxidos como hematita, pueden mantenerse estable en ambientes con una concentración molar de OD inferior a 10^{-6} (Berner, 1981). Otro rasgo característico de ambientes óxicos es la relativa ausencia de materia orgánica (Berner, 1981), debido a que la misma es descompuesta por organismos aeróbicos antes de quedar sepultado el sedimento. Consecuentemente los óxidos férricos de textura fina, no pueden reducirse; los cuales, al

quedar sepultados se alteran a hematita por diagénesis, dándole el característico color rojo a los mismos (Berner, 1981). La formación de estruvita en lagos actuales, está asociada una importante entrada de nutrientes (N, P) y eutrificación. Favorecida por un pH elevado, baja temperatura, alta salinidad, clima seco y poca profundidad (Pi et al., 2010). La *C. meneghiniana* es común en condiciones variables de dulces a salobres, en lagos someros (Bradbury, 1971; 1989) ricos en nutrientes (Gutiérrez-Téllez, 1996), y abundan en lagos alcalinos con pH cercano a 8 (Bradbury, 1971). Los picos máximos de susceptibilidad magnética pueden asociarse a un aporte de materiales alóctonos de los suelos que circundan el lago (Thompson et al., 1975), probablemente relacionado a un aumento en la erosión de la cuenca (Vázquez-Castro et al., 2008).

ETAPA 3: (160-122 ka AP)

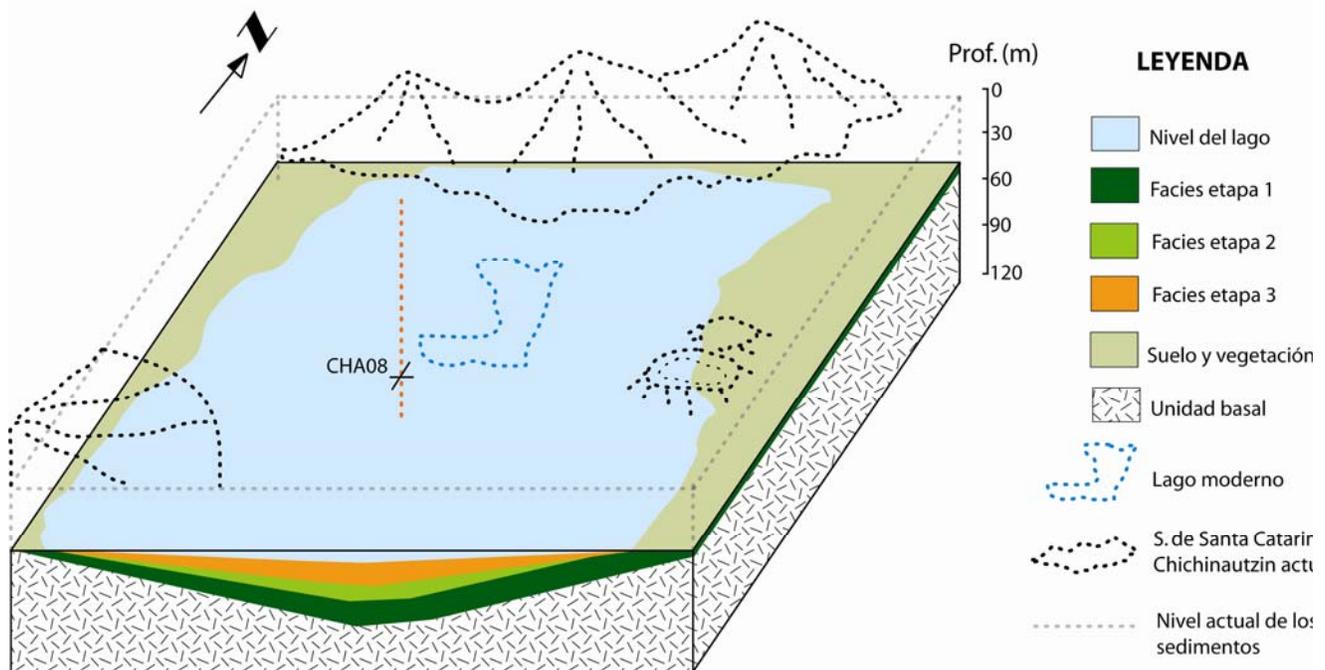


Figura 31: Durante la etapa 3 se depositaron los sedimentos de las facies Lpr, Lpo, Alg y tefras volcánicas. El lago se caracterizó por fluctuaciones en la salinidad, probablemente relacionadas a cambios en la profundidad, aunque en general se mantuvo alcalino.

De acuerdo a las características sedimentológicas de los terrígenos depositados durante esta etapa, se infiere que el lago de Chalco se caracterizó por fluctuaciones en la salinidad y la profundidad. Se mantuvo relativamente alcalino, con un pH cercano a 8 (Fig. 31). El dominio de las diatomeas *C. clypeus* y *C. meneghiniana* en la facies de Lpr, además de ser bajo

(~25%), se infieren como las condiciones más someras durante este período, caracterizado entre otras cosas, por una mayor erosión de la cuenca. La presencia de estruvita, formada en esta etapa, probablemente está asociada con grandes poblaciones de aves migratorias. Hace ~135 ka AP, Chalco aumentó de nivel y se mantuvo salobre hasta hace ~122 ka AP. Este aumento se observa en el incremento total de diatomeas (~30-40%), principalmente de la especie *C. quillensis*.

▪ **Etapa 4: (~122 ka AP - ~22 ka AP)**

Se depositaron los terrígenos que conforman las facies Lpa, Alg y Alp, compuestos principalmente de arcilla y menor proporción de limo. La fracción biogénica está dominada por valvas de ostrácodos de la facies Oos, frústulos de diatomeas (*C. meneghiniana*, *C. clypeus*, *Denticula spp* y *Surirella spp.*), materia orgánica y partículas de carbón. En la facies de Alg, la abundancia de diatomeas es muy baja respecto a las etapas descritas anteriormente, con <25%. La facies Oos está compuesta por abundantes valvas de ostrácodos (hasta 80%) y proporciones menores de arcilla y limo. La susceptibilidad magnética se mantiene similar a la etapa anterior, con una media cercana a 10×10^{-6} SI.

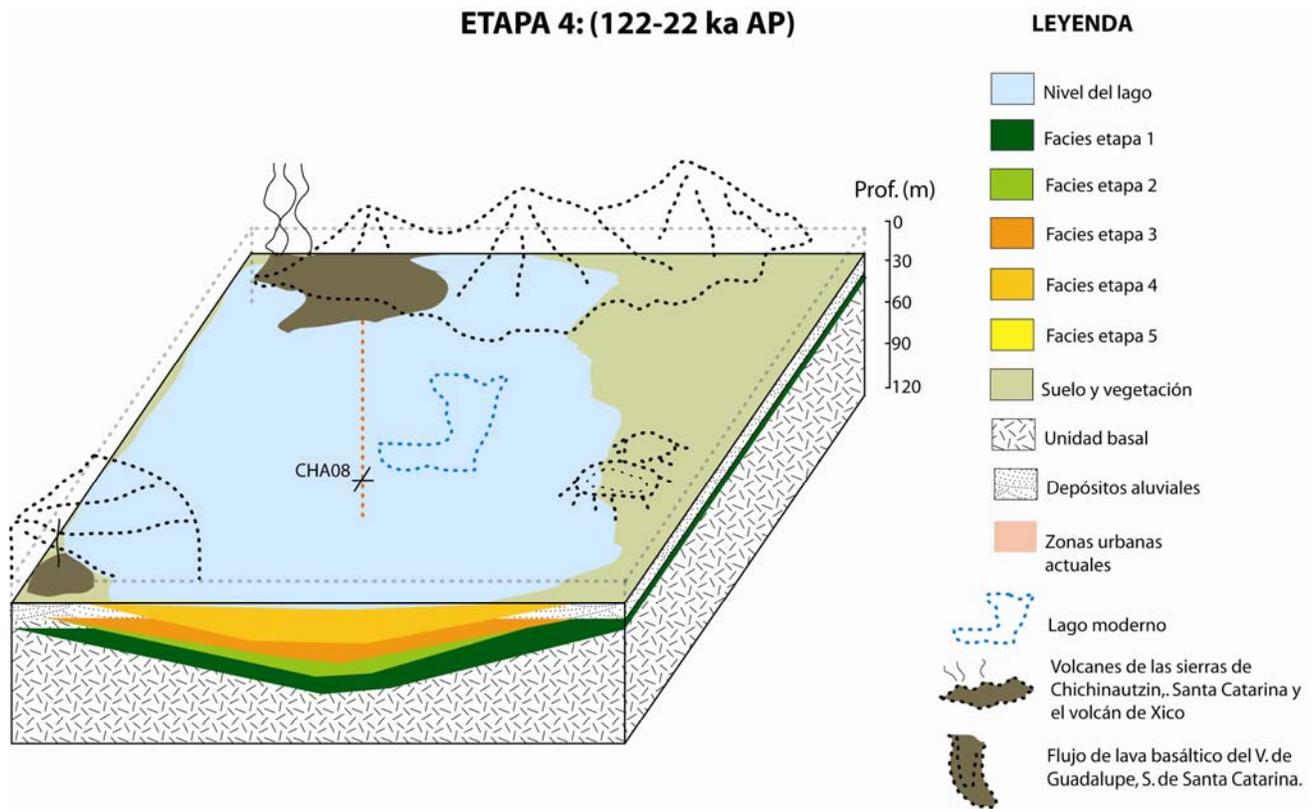


Figura 32: En esta etapa se depositaron los terrígenos de las facies Lpa, Alg, Alp y Vcl. En este período, el que más tiempo abarca, el lago de Chalco se mantuvo relativamente somero la mayor parte del tiempo, interrumpidos por breves lapsos de tiempo en los que aumentó de nivel.

Está bien documentado que tonalidades rojas o amarillas vistas en muchos depósitos de limo y arcilla, se debe principalmente a la presencia de óxidos, hidróxidos y óxidos férricos hidratados asociados, como hematita (rojo), maghemita (pardo rojizo), goethita (amarillo), entre otros (Zheng et al., 2004). Sin embargo, en sedimentos frescos el color es una característica efímera, que cambia rápidamente posterior a la exposición a condiciones oxidativas (Giosan et al., 2002). El color amarillo y amarillo rojizo está asociado a condiciones someras y ocasionalmente subaéreas, en las que el hierro es oxidado (Tucker, 2003), aunque la mera presencia de óxidos como hematita no implicaría necesariamente condiciones oxidativas (Berner, 1981). Zheng et al. (2004), señalan que los colores amarillos claros con tendencia a gris claro, son característicos de ambientes lacustres someros o cercanos a la costa del lago.

A partir de los datos disponibles se infiere que durante esta etapa, la que más tiempo abarca de la secuencia, el lago de Chalco se mantuvo relativamente somero la mayor parte del tiempo, con excepción de cortos períodos en los que aumentaba de nivel (Fig. 32). Estos cambios se observan en períodos en los que domina *C. clypeus* intercalados con etapas en las que los frústulos de diatomeas más comunes son de *C. meneghiniana*. Ambas especies se asocian a condiciones alcalinas, por lo que se asume que el lago de Chalco continua siendo alcalino. En adición, la abundancia de valvas de ostrácodos también es un indicador de que las condiciones del lago fueron alcalinas o hiperalcalinas durante esta etapa. Los sedimentos de las facies depositadas durante esta etapa tienen colores amarillos y gris claro, lo que podría estar relacionado a condiciones extremadamente someras en Chalco. Por otro lado, las grietas de desecación presentes en la facies Lpa en el núcleo CHA08-III apoyan la interpretación. Caballero y Ortega (1998), señalan que para final de esta etapa (~22 ka AP) Chalco fue un pantano muy somero, alcalino y salino, con aguas turbias, con una profundidad <2 m; en la que predominan diatomeas litorales como *Anomoeoneis sphaerophora*, *Rhopalodia gibberula* y *Amphora ovalis* var. *affinis*.

▪ **Etapa 5: (~22 ka AP - la actualidad)**

Se depositaron los sedimentos correspondientes a las facies Ood, Alp y Apn, compuestos principalmente por materia orgánica, limo y arcilla. La fracción biogénica está conformada por frústulos de diatomeas (*Cocconeis placentula*, *Epithemia* spp., *Amphora* spp., *Fragilaria* spp. y *Stephanodiscus niagarae*, aunque no tan grandes como en las etapas anteriores); mientras que los componentes clásticos son granos de cuarzo policristalinos. La susceptibilidad magnética baja bruscamente en esta etapa, con una media inferior a 5×10^{-6} SI.

C. placentula es común en ambientes de agua dulce y alcalinos (pH >8) (Bradbury, 1971) y se asocia a la abundancia de plantas acuáticas y subacuáticas (Caballero y Ortega, 1998).

Varias especies de los géneros *Fragilaria spp*, *Amphora spp* y *Epithemia spp*. son comunes en ambientes alcalinos, poco profundos y de agua dulce (Bradbury, 1971).

La abundancia de especies de agua dulce, alcalinas y someras, sugieren que durante este período las condiciones de Chalco cambiaron drásticamente respecto a las etapas anteriores. El lago se mantuvo alcalino con un pH >8, y pasó de salobre a relativamente dulce. La presencia de *S. niagarae* en algunos niveles, indica que la profundidad del lago de Chalco aumentó en esta etapa, aunque no tanto como en la primera. Este cambio drástico está relacionado a una importante erupción del Popocatepetl (Caballero y Ortega, 1998), cuya avalancha de escombros más reciente fue fechada por Siebe et al. (1995) con edades cercanas a 23 ka AP.

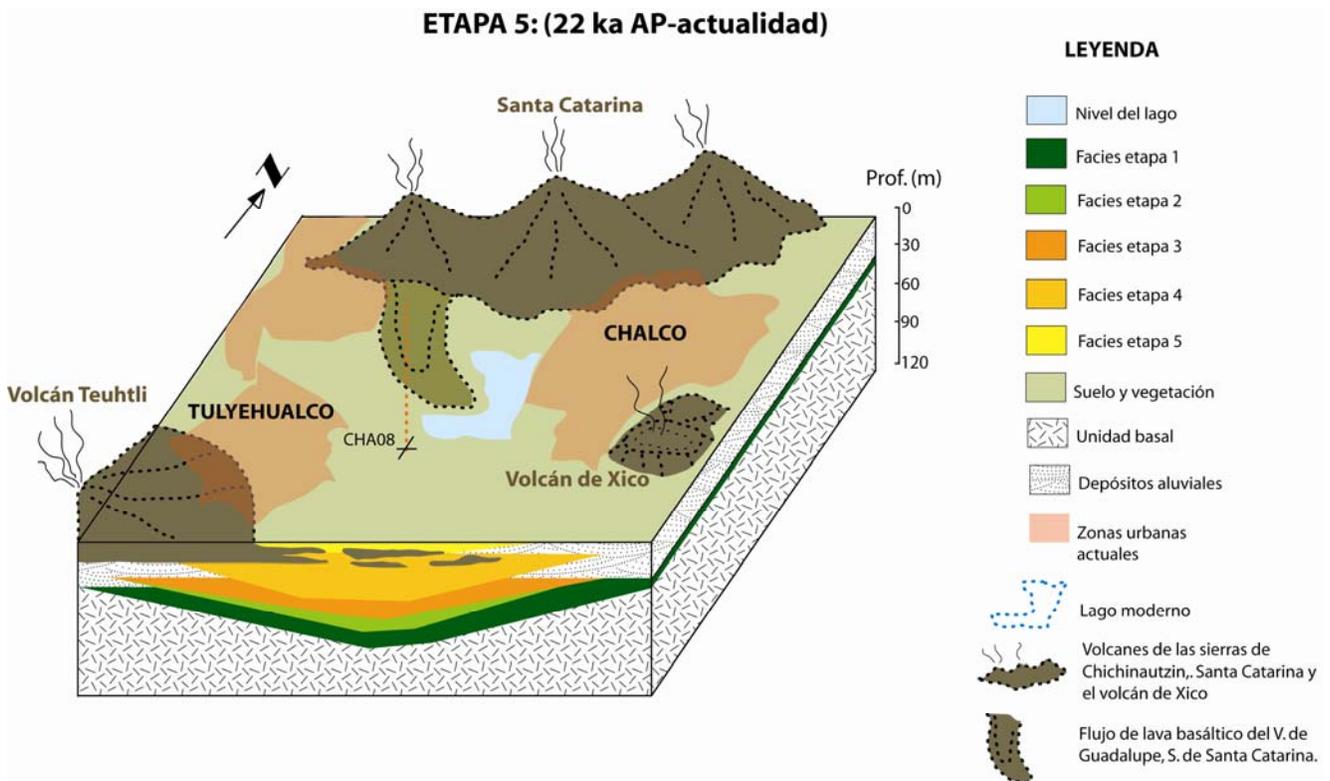


Figura 33: La etapa 5 supone la de mayor cambio en cuanto a morfología de la cuenca de acuerdo a los datos disponibles sobre la formación de las sierras de Chichinautzin y Santa Catarina. Este período, que abarca los últimos 22 ka, se caracterizó por importantes erupciones volcánicas provenientes de Chichinautzin, Santa Catarina y el aparentemente aislado volcán de Xico. Es notable el impacto humano a finales de esta etapa; a principios del S. XX el espejo de agua de Chalco estuvo unido al de Xochimilco y al resto de los lagos del sistema Texcoco a través de canales. Los mismos fueron drenados y secados, de los que actualmente quedan pequeños relictos (Terrones López et al., 2004). Sin embargo, el lago de Chalco ha aumentado de área en las últimas décadas (Ortiz-Zamora, 2007), pasando de tener un área inferior a 100 ha en 1991 a 1000 ha en el 2006.

Para esta etapa se infiere un importante cambio en la geomorfología de la cuenca, relacionado a la formación o desarrollo de la sierra de Santa Catarina, el desarrollo de varios volcanes

monogenéticos de Chichinautzin y la actividad de los volcanes de Xico y Tlapacoya (Fig. 33). Este intenso volcanismo de finales del Pleistoceno e inicio del Holoceno, se observa en el incremento de depósitos volcánoclasticos por metro de profundidad en los últimos 20-25 ka AP en la secuencia maestra (122 m) de Chalco. Estudios previos (p. e. Campos-Enríquez et al., 1997; Ortiz-Zamora, 2007) indican que los sedimentos lacustres están interdigitados con importantes flujos de lava de la sierra de Santa Catarina y Chichinautzin (Fig. 33), en las porciones norte y sur de la cuenca respectivamente.

Actualmente el lago de Chalco se encuentra altamente modificado por el impacto humano y, al igual que la mayoría de los lagos de la cuenca de México, ha sufrido un proceso de desecamiento que se ha agudizado por la desviación de los ríos Amecameca, Tlalmanalco y San Francisco Acuautla (Caballero-Miranda, 1997). Aunque el impacto humano al sistema lacustre Texcoco, al que perteneció en un tiempo el lago de Chalco, está presente desde antes de la colonización, no fue hasta comienzos del siglo XX cuando la morfología del sistema lacustre empezó a cambiar drásticamente, debido entre otros factores, a la construcción de obras para el drenaje artificial de los lagos, construcción de viaductos y la expansión de la ciudad de México (Terrones López et al., 2004). La extracción excesiva de agua subterránea de la cuenca de Chalco a partir de la década de los 40s (Ortiz-Zamora, 2007), ha promovido graves problemas relacionados principalmente a hundimientos y fallamientos (Carreón-Freyre et al., 2003). A principios del S. XX el espejo de agua de Chalco estaba unido al lago de Xochimilco (Terrones López et al., 2004), el cual fue secado hasta convertirse en pequeños pantanos muy someros. En 1988 Chalco consistía de cinco pantanos muy someros de hasta una hectárea cada uno (Ortiz-Zamora y Ortega Guerrero, 2007). Tres años después en 1991, el lago había aumentado su área a 100 ha, y 1000 ha para el 2006 (Ortiz-Zamora y Ortega Guerrero, 2007). La morfología de media luna actual del nuevo lago de Chalco, se debe a un importante flujo de lava basáltica de 30 m de espesor procedente del volcán de Guadalupe en la sierra de Santa Catarina (Ortiz-Zamora, 2007) al O del cuerpo de (Fig. 33).

5.2 Registro paleoclimático de la secuencia de Chalco durante el Cuaternario tardío

Estudios previos (p. e. Ortega Guerrero, 1992; Caballero y Ortega, 1998; Ortega et al., 2000) y los resultados obtenidos en este estudio, indican que la cuenca de Chalco ha sido particularmente sensible a cambios climáticos durante el Cuaternario tardío, debido entre otras razones, a su posición geográfica y geomorfología. El lago de Chalco, al combinar una posición tropical con una altitud de más de 2,200 m snmn, le permite gozar de un clima subtropical, y al mismo tiempo constituir una zona de transición influenciada por factores climáticos tropicales (ondas del este, cinturón de bajas

presiones de la ZCIT, entre otros) y templados (frentes fríos). La presencia casi ininterrumpida del cuerpo de agua principal durante el Cuaternario tardío, ha permitido que se conserve un registro paleoambiental continuo y con buena resolución temporal.

Dado el limitado control cronológico a partir de los 26 m de profundidad (~40 ka), resulta difícil por el momento establecer un panorama paleoclimático preciso, mediante la estratigrafía y registro de susceptibilidad magnética en los 122 m de la secuencia lacustre. Los cambios más importantes (las etapas deposicionales), observados en la estratigrafía, susceptibilidad magnética y contenido de diatomeas, podrían corresponder a cambios climáticos globales, principalmente aquellos relacionados a variaciones de la temperatura media global (MIS, ciclos D/O, eventos Heinrich, entre otros).

Al comparar el registro de susceptibilidad magnética de la secuencia maestra de Chalco, ajustada cronológicamente a la curva de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (Schmidt et al., 2006) y correlacionada con el registro de paleotemperaturas de Vostok (Petit et al., 1999) de los últimos 250 ka AP, se observa una relación entre los cambios de temperatura media global y lo que se asume representa el aporte de minerales ferrimagnéticos al lago. Los picos de susceptibilidad magnética probablemente en este caso, se asocian a un mayor aporte de minerales ferrimagnéticos por arrastre de sedimentos a la cuenca, en respuesta a un ligero aumento en la precipitación.

De acuerdo al modelo de edad propuesto, la secuencia de Chalco abarca los estadios e interestadios isotópicos marinos (MIS por sus siglas en inglés) 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7. La intercalación de estos eventos, que representan fluctuaciones en la temperatura media global (pares fríos e impares cálidos), asociada en algunos casos con picos máximos y mínimos de susceptibilidad magnética, indica que la secuencia de Chalco registra con buena resolución temporal, algunas de las principales fluctuaciones climáticas reconocidas en otras partes del mundo (p. e. Petit et al., 1999; Propkopenko et al., 2001; Hemming, 2004; Hodell et al., 2008, entre otros). El ajuste de los MIS al modelo de edad, muestra que algunos de los mismos coinciden con los rangos temporales que abarcan las etapas deposicionales del lago de Chalco descritas en el apartado anterior. De acuerdo a los ambientes inferidos para las etapas 1, parte de la 3 y la 5, se deduce que durante los MIS 1, 5e y 7 las condiciones eran más húmedas; mientras que para los MIS 2, 5a, 5b, 5c, 5d y 6, asociados a las etapas 2, parte de la 3 y la 4 de Chalco, eran más secas, lo que concuerda con el modelo propuesto anteriormente por otros autores (p. e. Caballero y Ortega, 1998; Peterson et al., 2000; Hodell et al., 2008, entre otros) que explica que durante los períodos fríos, las condiciones generales en el neotrópico boreal fueron más secas que la actualidad.

Los eventos Heinrich (H0 a H6) coinciden en la mayoría de los casos con picos mínimos de susceptibilidad magnética, a excepción del H3 (Fig. 34). Aunque aparentemente la susceptibilidad

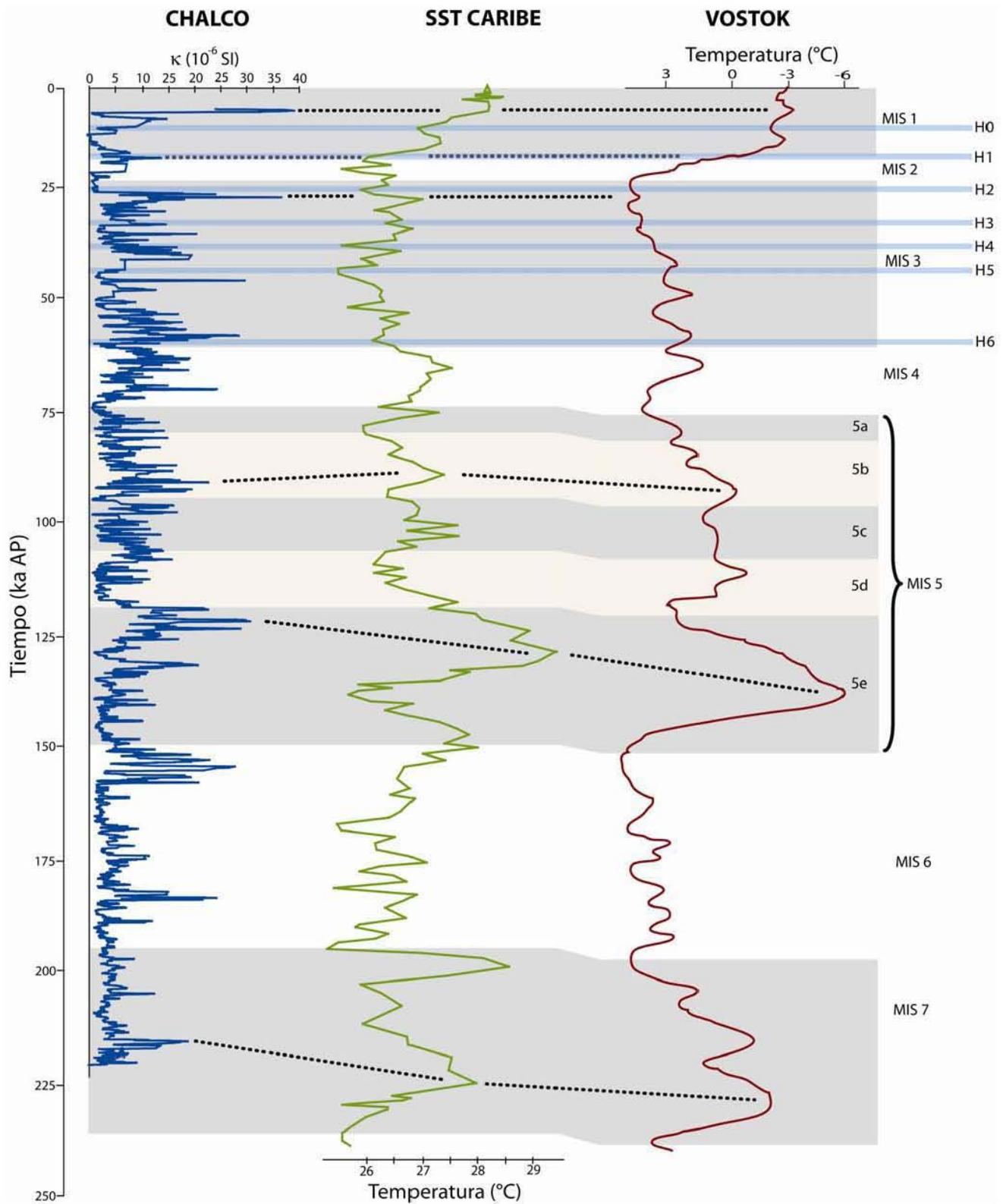


Figura 34: Registro de susceptibilidad magnética de Chalco, ajustada de acuerdo a la escala temporal del registro de paleotemperaturas superficiales del mar Caribe (SST) (Schmidt et al., 2006) y de Vostok (Petit et al., 1999). Los eventos Heinrich se escalaron temporalmente de acuerdo al modelo propuesto por Hemming (2004).

magnética sigue el mismo patrón durante los eventos Heinrich, no es posible emitir alguna conclusión respecto al significado paleoambiental de estos resultados, debido a que hacen falta otros análisis de magnetismo de rocas para determinar si la reducción se debió a procesos diagenéticos y/o una reducción en el aporte de terrígenos.

La estratigrafía de la secuencia lacustre de 122 m de profundidad estudiada en esta tesis, muestra que el lago de Chalco fue muy sensible a cambios ambientales relacionados a fluctuaciones climáticas, actividad volcánica, tectónica y humana. Se reconocen 12 facies agrupadas en tres categorías de acuerdo a su composición y características genéticas que son: a) facies detríticas y volcanoclásticas (arcilla limosa parda, arcilla limosa parda oscura, arcilla negra, limo arcilloso pardo amarillento, limo pardo rojizo, limo arcilloso pardo grisáceo, arcilla limosa gris, limo arcilloso pardo oliváceo y depósitos volcanoclásticos), b) facies biogénicas (ooze de diatomeas y ooze de ostrácodos) y c) facies químicas (lodo de calcita micrítica pardo amarillenta).

Con el modelo de edad elaborado a partir de los resultados de los estudios paleomagnéticos preliminares, fechamientos por radiocarbono y tefracronología, se estimó que la secuencia maestra de Chalco abarca los últimos 225 ka. La intercalación de las facies reconocidas, implicadas a cambios ambientales, permiten dividir la historia deposicional de los últimos 225 ka de la cuenca de Chalco en cinco etapas principales: **1: 225-190 ka AP**, en la que probablemente el nivel lacustre fue más profundo que el lago moderno, caracterizado por condiciones con baja proporción de OD; **2: 190-160 ka AP**, en la que se sugiere que el nivel del lago fluctuaba en períodos relativamente cortos; **3: 160-122 ka AP**, con fluctuaciones similares a la etapa anterior, con la diferencia de que también hubo variaciones en la salinidad; **4: 122-22 ka AP**, caracterizado por una disminución considerable del nivel del agua e inicio de la actividad volcánica de la sierra de Chichinautzin y la sierra de Santa Catarina; y **5: 22 ka AP a la actualidad**, en la que las condiciones eran similares a las actuales. En esta etapa se terminan de formar las sierras de Chichinautzin y Santa Catarina. Estas etapas se reconocen a partir de variaciones en la profundidad, salinidad y aporte de minerales ferrimagnéticos; mientras que en cuanto al pH, el lago se mantuvo relativamente alcalino la mayor parte del tiempo.

La correlación de los MIS con las etapas deposicionales de Chalco, indica que las características estratigráficas de la cuenca responde a cambios climáticos globales. Por lo tanto, la secuencia constituye un importante registro paleoclimático continuo en el centro de México. Las etapas en las que el lago se mantuvo más profundo que en la actualidad, parecen corresponder con los MIS 1, 5e y 7, mientras que las condiciones más someras se relacionan a los MIS 2, 3, 5a, 5b, 5c,

5d y 6. Esta señal probablemente indica que durante los períodos más cálidos, las condiciones climáticas de la cuenca eran más húmedas; mientras que los períodos más fríos coinciden con condiciones relativamente secas.

Las interpretaciones preliminares que se dictan en esta tesis a partir de los datos disponibles hasta el momento, deben complementarse y afinarse con un estudio más detallado de otros proxys paleoambientales, como polen, ostrácodos, fitolitos, y análisis cuantitativo de los géneros y especies de diatomeas presentes en la secuencia maestra de 122 m.

REFERENCIAS:

- Aco Palestina A. (2006). *"Cicloestratigrafía y variabilidad climática en Laguna Salada, Baja California, México"*. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A. F. (2005). *"El sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos frentes tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico"*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LVII, no. 1, pp. 65-82.
- Allan J. F. (1986). *"Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt"* GSA Bulletin. 97; 473-485.
- Anselmetti F. S., Ariztegui D., Hodell D. A., Hillesheim M. B., Brenner M., Gilli A., McKenzie J. A., Mueller A. D. (2006). *"Late Quaternary climate-induced lake level variations in Lake Petén Itzá, Guatemala, inferred from seismic stratigraphic analysis"*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 230, 52-69.
- Arana-Salinas L., Siebe C., Macías J. L. (2010). *"Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México"*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. v. 192, pp. 212-231.
- Arce J. L., Macías J. L., Vázquez-Selem L. (2003). *"The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México: Stratigraphy and hazard implications"*. GSA Bulletin, vol. 115, no. 2, pp. 230-248.
- Arce J. L., Cervantes K. E., Macías J. L., Nora 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. v. 147, pp. 125-143
- Augustithis S. S. (1995). *"Atlas of the textural patterns of ore minerals and metallogenic processes"*. Walter de Gruyter & Co., Berlin.

- Augusto M. R., Caselli A. T., dos Santos Afonso M. (2004). "Manifestaciones de pirritas framboidales en fumarolas de la isla Decepción (Antártida): implicaciones genéticas". Rev. Asoc. Geol. Argent. v. 59, n. 1, pp. 152-157
- Beraldi-Campesi H., Cevallos-Ferriz S. R. S., Centeno-García E., Arenas-Abad C., Fernández L. P. (2006). "Sedimentology and paleoecology of an Eocene-Oligocene alluvial-lacustrine arid system, Southern Mexico". Sedimentary Geology. 191, 227-254.
- Berner R. A. (1981). "A new Geochemical Classification of Sedimentary Environments". Journal of Sedimentary Research. 51.
- Birkle P., Torres Rodríguez V., González Partida E (1997). "The water balance for the Basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption". Hydrogeology Journal. 6, pp. 500-517.
- Blanchet C. L., Thouveny N., Vidal L., Leduc G., Tachikawa K., Bard E., Beauford L. (2007). "Terrigenopus input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach". Quaternary Science Reviews. 26, 3118-3133.
- Blommfield K. (1975). "A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico". Geologische Rundschau. 64; 476-497.
- Bloomfield K., Valastro, JR S. (1974). "Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico". GSA Bulletin. Vol. 85, no. 6; pp. 901-906.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Raimund M., Evans M. N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. (2001). "Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene". Science, vol. 294, no. 5549, pp. 2130-2136.
- Bradbury J. P. (1971). "Paleolimnology of Lake Texcoco, Mexico. Evidence from diatoms". Limnology and Oceanography, v. 16: 180-200.
- Bradbury J.P. (1989). "Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the cuenca de México". Quaternary Science Reviews. Vol. 8, pp. 75-100.
- Bradbury J. P. (2000). "Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, México for the past 48000 years: impacts of climate and man". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 163; 65-95.
- Bradbury J. P. (1997). "Sources of glacial moisture in Mesoamerica". Quaternary International. Vol. 43-44, pp. 97-110.
- Bradley R. S. (1999). "Paleoclimatology. Reconstructing Climate of the Quaternary. 2da edición". Academic press, San Diego, CA. Estados Unidos.

- Broecker W., Bond G., Klas M., Clark E., McManus J. (1992). "Origin of the northern Atlantic's Heinrich events". *Climate Dynamics*. 6: 265-273.
- Bush M. B., Correa-metrio A. Y., Hodell D. A., Brenner M., Anselmetti F. S., Ariztegui D., Mueller A. D., Curtis J. H., Grzesik D. A., Burton C., Gilli A. (2009). "Re-evaluation of Climate Change in Lowland Central America During the Last Glacial Maximum Using New Sediment Cores from Lake Petén Itzá". *Paleoenvironmental Research*. 14, 113-128.
- Butler R. (1998). "Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes". Blackwell Scientific Publications.
- Caballero Miranda M. E. (1995). "Late Quaternary palaeolimnology of lake Chalco, the basin of Mexico". Tesis doctoral. University of Hull, England.
- Caballero-Miranda M. (1997). "Reconstrucción paleolimnológica del Lago de Chalco, México, durante el Último Máximo Glacial-el registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A. P.". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 14, no. 1, pp. 91-100.
43-44, pp. 125-136.
- Caballero M., Ortega Guerrero B. (1998). "Lake Levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, near Mexico City". *Quaternary Research*. Vol. 50, no. 1, pp. 69-79.
- Caballero M., Lozano S., Ortega B., Urrutia J., Macías J. L. (1999). "Environmental Characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years". *Journal of Paleolimnology*. Vol. 22, no. 4, pp. 399-411.
- Caballero M., Macías J. L., Lozano-García S., Urrutia-Fucugauchi J., Castañeda-Bernal R. (2002). "Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and paleoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico". *Spec. publs. Ass. Sediment*. 30. 247-261.
- 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*; vol. 62, No. 3, 359-377.
- Campos-Enríquez J.O., Delgado-Rodríguez O., Chávez-Segura R., Gómez-Contreras P., Flores-Márquez E. L., Birch F. S. (1997). "The subsurface of the Chalco Sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data". *Geophysics*. Vol. 62, no. 1, pp. 23-35.

- Channell J. E. T. (2006). "Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin)". *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244, pp. 378-393.
- Córdoba C., Martín Del Pozzo A. L., López Camacho J. (1994). "Paleolandforms and volcanic impact on the environment of prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City". *Journal of Archaeological Sciences*. 21, 585-596.
- Cronin T. (1999). "Principles of paleoclimatology". Columbia University Press, New York, NY, USA.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdóttir, Jouzel J., Bond G. (1993). "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record". *Nature*, v. 364, pp. 218-220.
- Douglas M. W., Maddox R. A., Howard K., Reyes S. (1993). "The Mexican Monsoon". *American Meteorological Society*. 1665-1677.
- Dumas B., Trach Hoang C., Raffy J. (2006). "Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti". *Quaternary International*, 145-146; 106-118.
- Enciso De la Vega S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*. Vol. 10, no. 1, pp. 26-36.
- Espinosa-Pereña R., Martín Del Pozzo A. L. (2006). Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. *Geological Society of America. Special Paper 402*, pp. 101-123.
- Espinosa M. A. (1994). "Diatom paleoecology of the Mar Chiquita lagoon delta, Argentina". *Journal of Paleolimnology*. 10; 17-23.
- Fairbanks R. G. (1989). "A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation". *Nature*, v. 342, p. 637-642.
- Ferrari L. (2000). "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 53, pp. 84-92.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G. (1999). "Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt". *Geology*. 27; 303-306.
- Fries C. Jr. (1960). "Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México". *Universidad Nacional Autónoma de México*. Vol. 60:236 p.

- Galán L., Vegas J., García-Cortés A. (2009). "Reconstrucción paleoclimática del centro de la Península Ibérica durante los últimos 50 ka cal. BP, a partir de los datos físicos y geoquímicos del registro lacustre del mar de Fuentillejo (Campo de Calatrava, Ciudad Real)". *Geogaceta*. 46; 119-122.
- Giosan L., Flood R. D., Aller R. C. (2002). "Paleoceanographic significance of sediment color on western North Atlantic drifts: I. Origin of color". *Marine Geology*, 189; 25-41.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel M. T., Ferrari L., (2005). "Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. No. 3, pp. 227-283.
- Gutiérrez-Téllez B. M. (1996). "Diatomeas del Pleistoceno de Pehuen-có (provincia de Buenos Aires): Inferencias paleoambientales". *Rev. Asoc. Paleontol. Argent.* 33: 201-208.
- 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*, vol. 293, no. 5533, pp. 1304-1308.
- Heine, K. (1984). "The classical Late Weichselian climatic fluctuations in México, en Morner, N., Karlen, W. (eds.), *Climatic changes on a yearly to millennial basis; geological, historical and instrumental records*: Dordrecht, Países Bajos, Reidel, 95-115.
- Heine K. (1989). "Die letzteiszeitliche Vergletscherung Mexikanischer Vulkane als Zeugnis hochglazialer Aridiät in Mittelamerika". *Acta Albertina Ratisbonensia*, 46, 93-106.
- Heinrich H. (1988). "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years. *Quat Res* 29: 143-152.
- Hemming S. R. (2004). "Heinrich events: massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint". *Review of Geophysics*, vol. 42, pp. 1-43.
- Hodell D. A., Anselmetti F. S., Ariztegui D., Brenner M., Curtis J. H., Gilli A., Grzesik D. A., Guilderson T. J., Müller A. D., Bush M. B., Correa-Metrio A., Escobar J., Kutterold S. (2008). "An 85-ka record of climate change in lowland Central America". *Quaternary Science Reviews*. 27, 1152-1165.
- Huizar-Álvarez R. (1999). "Hidrogeología de la subcuenca de Apan-Tóchac, estados de Hidalgo y Tlaxcala, México". *Revista mexicana de ciencias geológicas*. Vol. 16, no. 2, pp. 217-229.
- Israde-Alcántara I., Garduño Monroy V. H., Ortega Murillo R. (2002). "Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo". *Hidrobiológicas*. 12; 61-78.

- Leduc, G., Vidal L., Tachikawa K., Rostek F., Sonzogni C., Beaufort L., Bard E. (2007). "Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes". *Nature*, Vol. 445, pp. 908-911, 22 February 2007. doi:10.1038/nature05578
- López L., Monaco S. L., Escobar G., Camargo C., Lugo P., Rojas H., González C. (2009). "Estudio de nódulos de pirita provenientes de la Formación Querecual, estado de Anzoátegui (Venezuela) mediante microanálisis con sonda de electrones". *Acta microscópica*, v. 18, n. 3, pp. 333-343.
- 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*. Vol. 40, no. 3, pp. 332-342.
- 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 Paleobotany and Palynology*. Vol. 99, No. 2, pp. 77-93.
- Lozano-García M. S., Ortega-Guerrero B., Sosa-Nájera S. (2002). "Mid- to Late Wisconsin Pollen Record of San Felipe Basin, Baja California". *Quaternary Research*. 58, 84-92.
- 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". *PNAS*, vol. 104, no. 41, pp. 16200-16203.
- Lozano-Santa Cruz R., Verma S. P., Girón P., Velasco F., Morán D., Viera F., Chávez G. (1995). "Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas". *Actas INAGEQ*.
- 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*. Vol. 11, no. 1, pp. 43-52.
- Lund S., Stoner J. S., Channell J. E. T., Acton G. (2006). "A summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Program cores". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 156, pp. 194-204.
- Márquez A., Verma S. P., Anguita F., Oyarzun R., Brandle J. L. (1999). "Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* N. 93, pp. 125-150
- Martin Del Pozzo A. L. (1982). "Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico". *Bull. Volcanol.* 45, 10-24.

- Martin del Pozzo A. L. (1989). "Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra de Chichinautzin". Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Martin Del Pozzo A. L., Córdoba C., López J. (1997). "Volcanic impact on the southern Basin of Mexico during the Holocene". *Quaternary International*. Vol. 43-44, pp. 181-190.
- McKee E. D., Weir G. W. (1953). "Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks". *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 64, pp. 381-390.
- Metcalf S. E. (2006). "Late Quaternary environments of the northern deserts and central transvolcanic belt of Mexico". *Ann. Missouri Bot. Gard.* Vol. 93, no. 2, pp. 258-273.
- Metcalf 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, 699-721.
- Metcalf S., Say A., Black S., McColloch R., O'Hara S (2002). "Wet conditions during the Las Glaciation in the Chihuahuan desert, Alta Babicora basin, Mexico". *Quaternary research*. 57, 91-101.
- Miall A. D. (1990). "Principles of Sedimentary Basin Analysis". Second Edition. Springer-Verlag, New York, NY, USA
- Mooser F. (1972). "The Mexican Volcanic Belt, Structure and Tectonics". *Geofísica Internacional*. 12 (2), pp. 55-70.
- Mooser F. y González-Rul, F. (1961). "Erupciones volcánicas y el hombre primitivo en la Cuenca de México". 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: 137-141.
- Mooser F., Ramírez T. (1987). "Faja Volcánica Transmexicana, Tectónica y Vulcanotectónica". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 48, No. 2, pp. 75-80.
- Mooser F. (1991). "Interpretación de las líneas sísmicas de reflexión del subsuelo del Valle de México". Informe interno, Centro de Investigaciones Sísmicas de la Fundación Barros Sierra, México, DF.
- Morellón M., Valero-Garcés B., Anselmetti F., Ariztegui D., Schnellmann M., Moreno A., Mata P., Rico M., Corella J. P. (2009). "Late Quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (North-eastern Spain)". *Sedimentology*, v. 56, pp. 1505-1534.
- Mosiño Alemán P. A., García E. (1974). "The Climate of Mexico" pp. 345-405 en Bryson R. A. H. y Hare F. K. (editores), "Climates of North America", vol. 2. Elsevier, NY.

- Muller R. A. & MacDonald G.J. (2000). *"Ice ages and astronomical causes: data, spectral analysis and mechanisms"*. Springer-Verlag London Ltd., UK.
- Newton A. J., Metcalfe S. E. (1999). *"Tephrochronology of the Toluca Basin, central Mexico"*. Quaternary Science Reviews. 18, pp. 1039-1059.
- North Greenland Ice Core Project members (2004). *"High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period"*. Nature, v.431, No. 7005, pp. 147-151, 9 September 2004.
- Ortega Guerrero B. (1992). *"Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el lago de Chalco, cuenca de México"*. Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Ortega Guerrero B. (2010). *"Deep continental drilling in the basin of Mexico (central Mexico)"*. The IRM Quarterly. V. 20, n. 2, p. 2-3.
- Ortega-Guerrero B., Urrutia-Fucugauchi J. (1997). *"A paleomagnetic secular variation record from late Pleistocene-Holocene lacustrine sediments from Chalco Lake, Basin of Mexico"*. Quaternary International. Vol 43-44, pp. 87-96.
- 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. Vol. 50, No. 1, pp. 90-106.
- Ortega Guerrero B., Caballero Miranda M., Lozano García M. S., De la O Villanueva M. (1999). *"Paleoenvironmental records of the last 70,000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico"*. Geofísica Internacional. 38, 153-163.
- Ortega Guerrero B., Thompson R., Urrutia Fucugauchi, J. (2000). *"Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their paleoenvironmental implications"*. Journal of Quaternary Science. Vol. 15, No. 2, pp. 127-140.
- Ortega B., Caballero C., Lozano S., Israde I., Vilaclara G. (2002). *"52 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacán, Mexico: the magnetic record"*. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 202, pp. 663-675.
- 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 Zirahuén, Central Mexico"*. J. Paleolimnol, 44: 745-760.

- Ortega-Gutiérrez F. (1992). "Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología et al.
- Ortiz Zamora D. (2007). "Fracturamiento en el acuitardo lacustre que cubre al acuífero regional de la ciudad de México: origen, dinámica e implicaciones". Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Ortiz Zamora D., Ortega Guerrero A. (2007). "Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en Valle de Chalco (Estado de México) y Tláhuac (Distrito Federal)". Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía, UNAM. 64; 26-42.
- Paillard D., Labeyrie L., Yiou P. (1996). "Macintosh program performs time-series analysis". Eos Trans. AGU, 77:379.
- Pérez-Cruz G. A., (1988). "Estudio sísmológico de reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México". Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Peterson L. C., Haug G. H., Hughen K. A., Röhl U. (2000). "Rapid changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial". Science, v. 290, pp. 1947-1951.
- 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; 97-113.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J. M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenad M. (1999). "Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica". Nature, vol. 399.
- Pi T., Lozano-García S., Caballero-Miranda M., Ortega-Guerrero B., Roy P. (2010). "Discovery and characterization of a struvite layer in the Chalco paleolake, Mexico". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, n. 3, pp. xx-xx.
- Prokopenko A. A., Williams D. F., Karabanov E. B., Khursevich G. K., (2001). "Continental response to Heinrich events and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia". Global and Planetary Change, 28, 217-226.
- Ramírez Jiménez H., Hernández H. H. F., Rueda Gaxiola J. (1983). "Origen, tectónica y cronología volcánica de la cuenca de México". Boletín asociación mexicana de geología petrolera. Vol. 35, no. 1.

- Rodríguez-Castillo R., González-Morán T. (1989). "Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México". *Geofísica Internacional*. Vol. 28-2, pp. 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.
- Rothwell R. G. (2006). "New Techniques in Sediment Core Analysis". *The Geological Society of London*, Londres, RU.
- Santoyo Villa E., Ovando Shelley E., Mooser F., León Plata E. (2005). "Síntesis geotécnica de la cuenca del valle de México". TGC Geotecnia S. A. de C. V.
- Saros J. E. (2009). "Integrating neo- and paleolimnological approaches to refine interpretations of environmental change". *J paleolimnol*, 41: 243-252.
- Schaaf P., Stimac J., Siebe C., 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; 1243-1282.
- Schmidt M.W., Vautravers M.J., Spero H.J. (2006). "Western Caribbean sea surface temperatures during the late Quaternary". *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 7, no. 2, Q02P10. doi:10.1029/2005GC000957.
- Schnurrenberger D., Russell J., Kelts K., (2003). "Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components". *J. of Paleolimnology*, 29, pp. 141-154.
- Sedov, S. N., Solleiro-Rebolledo, E., Gama-Castro, J. E. (2003a). "Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting". *Catena*, 54, 495-513.
- Sedov, S. N., Solleiro-Rebolledo, E., Morales-Puente, P., Arias-Herrera, A., Vallejo-Gómez, E., Jasso-Castañeda, C. (2003b). "Mineral and organic components of buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution". *Quaternary International*, 106-107, 169-184.
- Siebe C., Macías J. L., Abrams M., Rodríguez S., Castro R., Delgado H. (1995). "Quaternary Explosive Volcanism and Pyroclastic Deposits in East Central Mexico: Implications for the future hazards". *Annual meeting Field Trip Guide Book No. 1*. Geology Society of America.
- Siebe C., Abrams M., Macías J. L., Obenholzner J. (1996a). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: past key to the future?. *Geology*. Vol. 24, no. 5, pp. 399-402.

- Siebe C., Abrams M., Macías J. L., Obenholzner J. (1996b). "La destrucción de Cacaxtla y Cholula: Un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl". *Ciencias* 41, 399-402.
- Siebe C., Schaaf P., Urrutia-Fucugauchi J. (1999). "Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México". *GSA Bulletin*, v. 111, no. 10, p. 1550-1562.
- Siebe C., Macías J. L. (2004). "Volcanic hazards in the Mexico City metropolitana rea from eruptions al Popocatepetl, Nevado dde Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field". *Fieldtrip Books*, vol. 1. Geological Society of America. 77 pp.
- Siebe C., Arana-Salinas L., Abrams M. (2005). "Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Chuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México". *Journal of volcanology and geothermal research*. 141, 225-243.
- Sosa Nájera S. (2001). "Registro palinológico del Pleistoceno tardío-Holoceno en el extremo meridional de la cuenca de México: Paleoambientes e inferencias paleoambientales". Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Stoermer E. F., Emmert G., Schelske C. L. (1989). "Morphological variation of *Stephanodiscus niagarae* Ehrenb. (Bacillariophyta) in a Lake Ontario sediment core". *Journal of Paleolimnology*. 2; 227-236.
- Stuiver M., Reimer P. (2009) "CALIB 6.0. Programa y documentación en línea, versión Calib 6.0.1", UK, <http://calib.gub.ac.uk/calib/>.
- Terrones López M. E., Hernández Silfva H. C., Aréchiga Córdoba E., Barbosa Cruz M., Moreno Lankao P., Duffing E. (2004). "A la orilla del agua: política, urbanización y medio ambiente. Historia de Xochimilco en el Siglo XX". Instituto de Investigaciones Dr. José María Luis Mora. México, DF.
- Thompson R., Battarbee R. W., O'Sullivan P. E., Oldfield F. (1975). "Magnetic susceptibility of lake sediments". *Limnology and Oceanography*, v. 20, n. 5; 687-698.
- Urrutia J., Chávez R. S. (1991). "Gravity modelling of lake basin structure: the lakes of Xochimilco and Chalco, southern basin of Mexico". Society of Exploration Geophysics (SEG). Annual Meeting Proceedings, Steet.
- Urrutia Fucugauchi J., Martin Del Pozzo A. L. (1993). "Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México". *Geofísica Internacional*.

Vol. 32, no. 3, pp. 523-533.

Urrutia-Fucugauchi J., Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M., Hansen R., Böhnel 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*. Vol. 33, No. 3, pp. 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*. Vol. 33, No. 3, pp. 421-430.

Urrutia Fucugauchi J. (1995). "Palaeomagnetic constraints on spatial/temporal volcanic activity in the Santa Catarina-Chalco region, southeastern basin of Mexico". *Geofísica Internacional*. Vol. 34, No. 1, pp. 55-66.

Valadez F., Oliva G., Vilaclara G., Caballero M., Rodríguez D. C. (2005). "On the presence of *Stephanodiscus niagarae* Ehrenberg in central Mexico". *Journal of Paleolimnology*. 34: 147-157.

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*, v. 25, n. 1, p 21-38.

Vázquez-Sánchez E., Jaimes-Palomera R. (1989). "Geología de la cuenca de México". *Geofísica Internacional*. Vol. 28, No. 2, pp. 133-190.

Velasco-Tapia F., Verma S. P. (2001). "Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 18, No. 1, pp. 1-36.

Weaver C. E. (1989). "Clays, Muds and Shales". Elsevier Science Publishers B. V., New York, NY, USA.

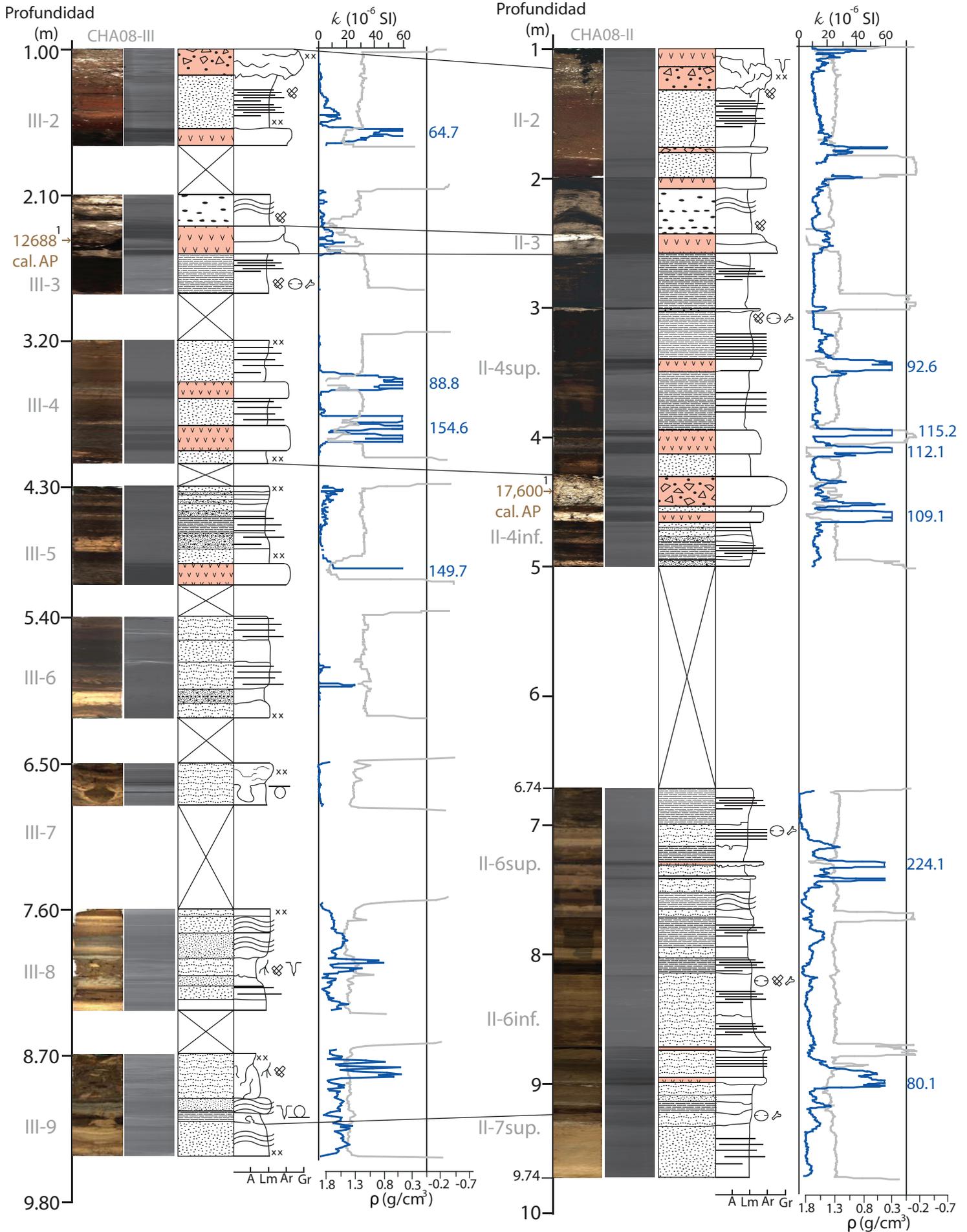
Wetzel R. G. (2001). "Limnology, lake and river ecosystems". San Diego, Academic Press, 1006 pp.

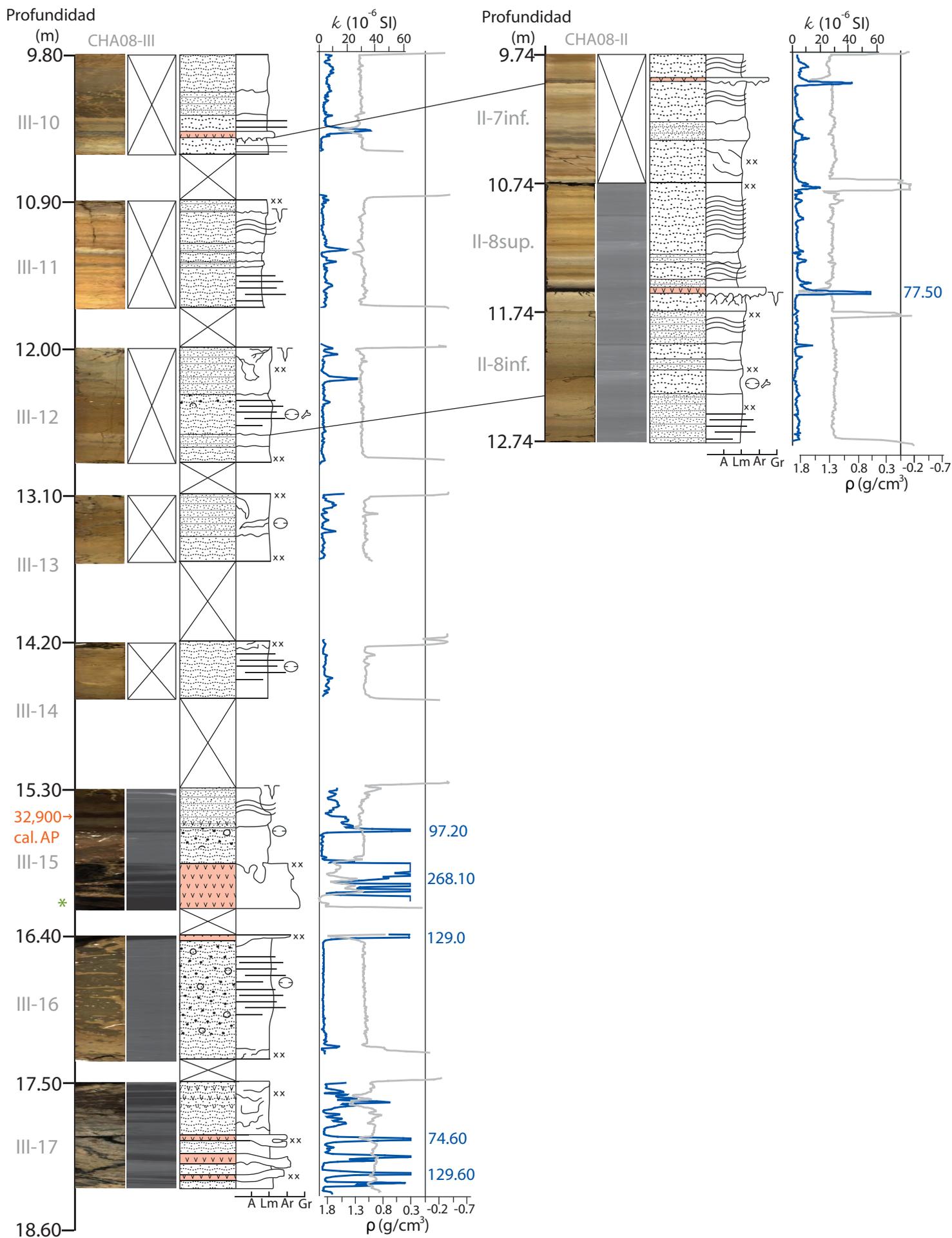
Wilkin R. T., Barnes H. L. (1997). "Formation processes of framboidal pyrite". *Geochimica et Cosmochimica Acta*; vol. 61, 2; 323-339.

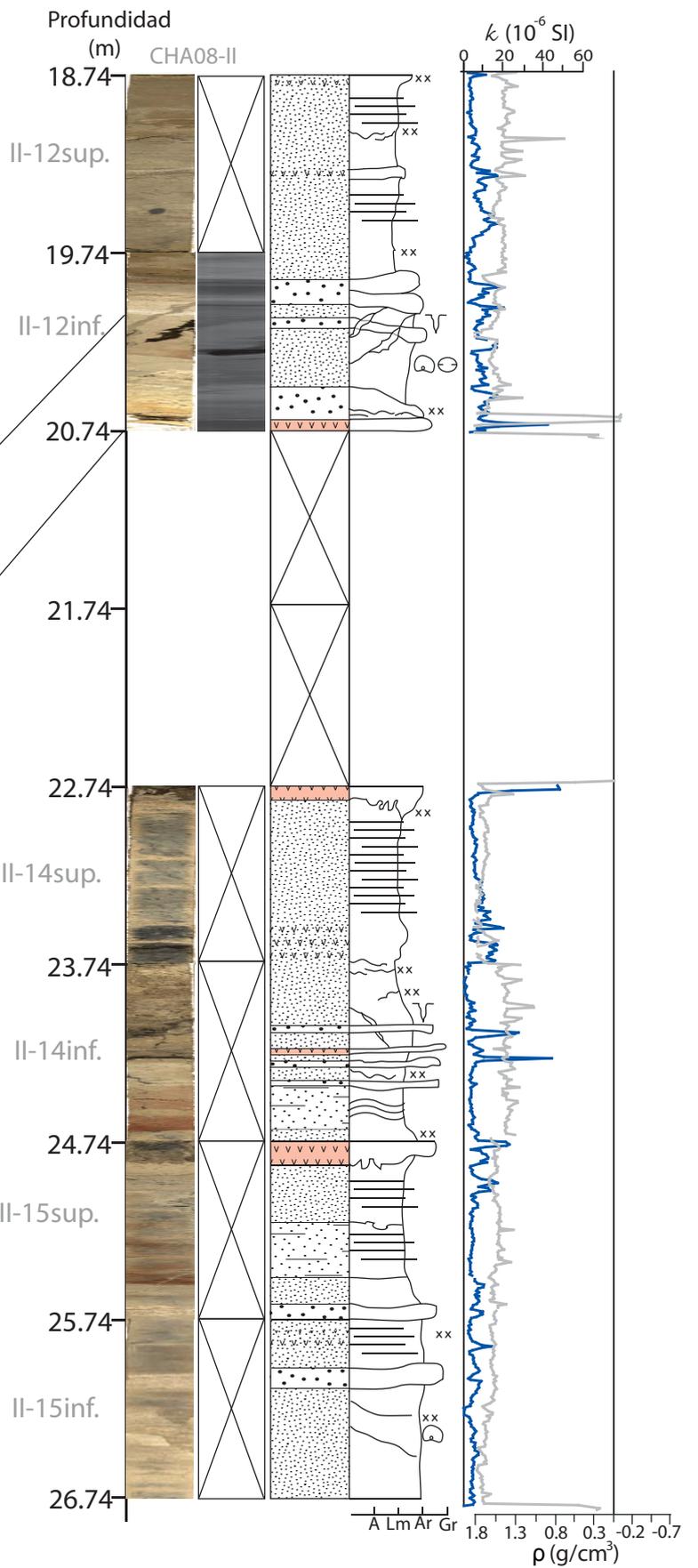
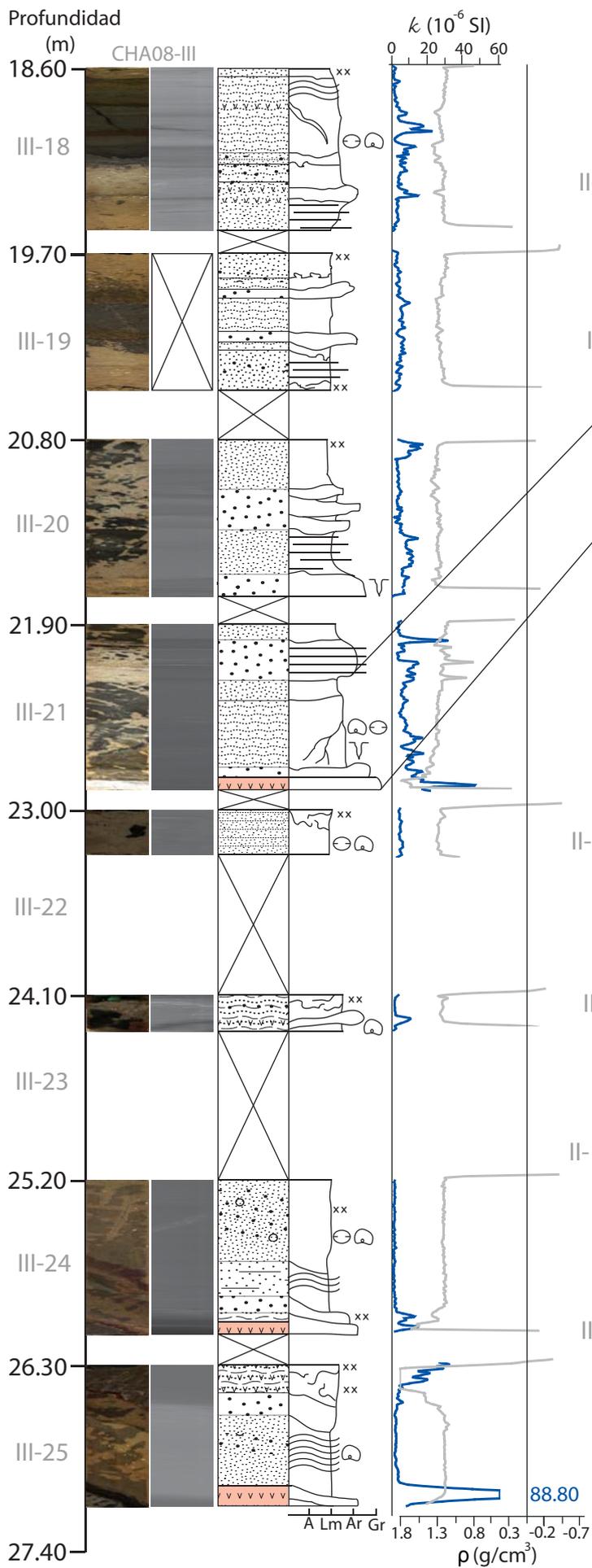
Zheng G., Fu B., Duan Y., Wang Q., Matsuo M., Takano B. (2004). "Iron speciation related to color of Jurassic sedimentary rocks in Turpan Basin, northwest China". *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, vol. 261, no. 2: 421-427.

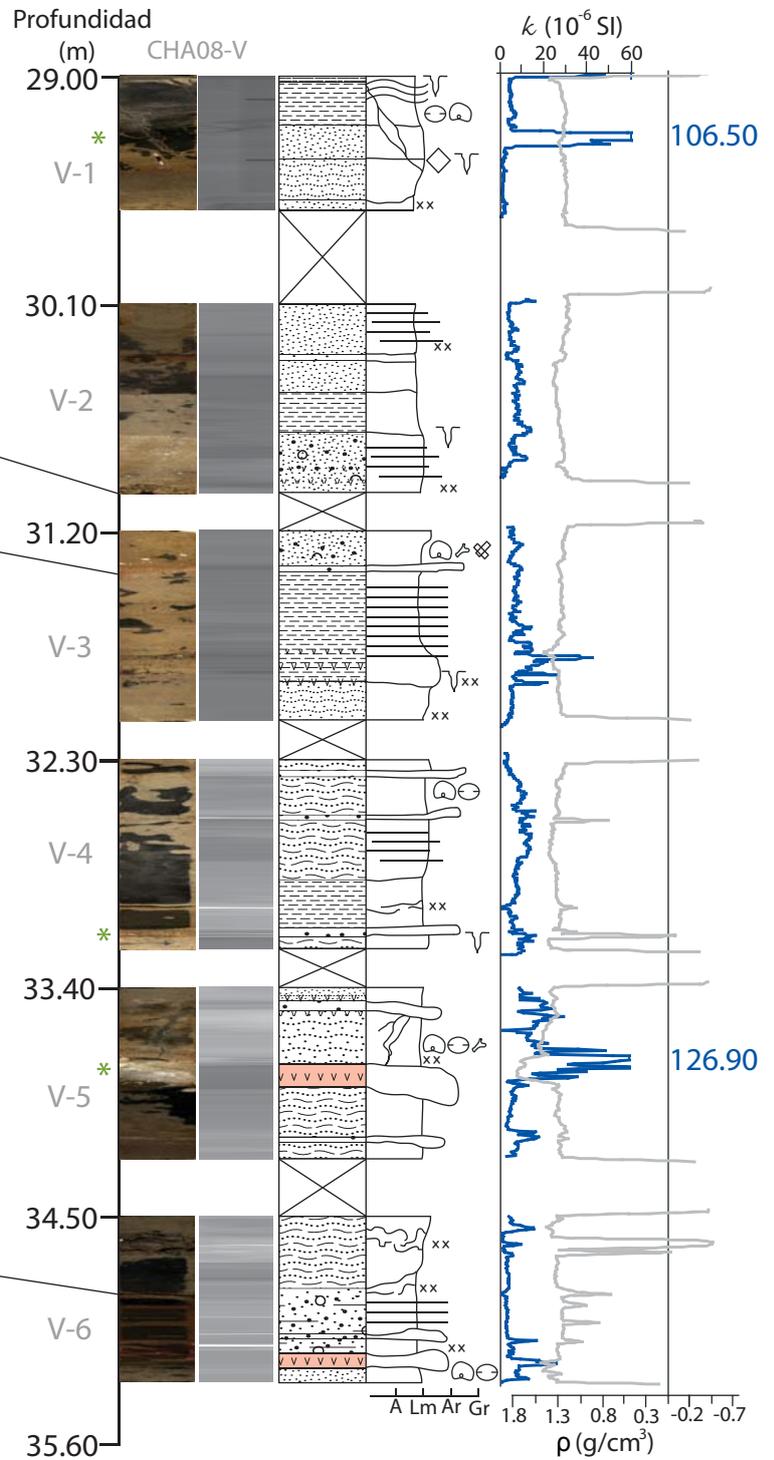
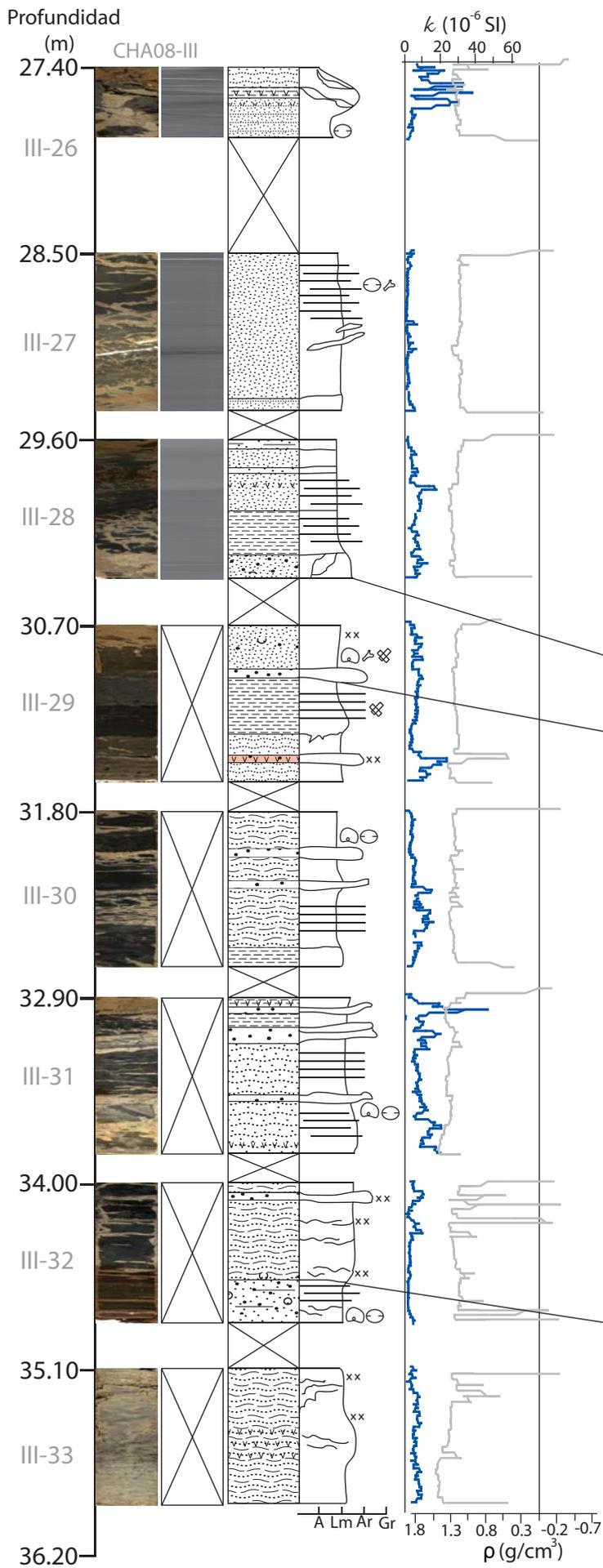
Zhu R. X., Zhou L. P., Laj C., Mazaud A., Ding Z. L. (1994). "*The Blake Geomagnetic Polarity Episode recorded in Chinese loess*". *Geophysical Research Letters*, v. 21, n. 8, pp. 697-700.

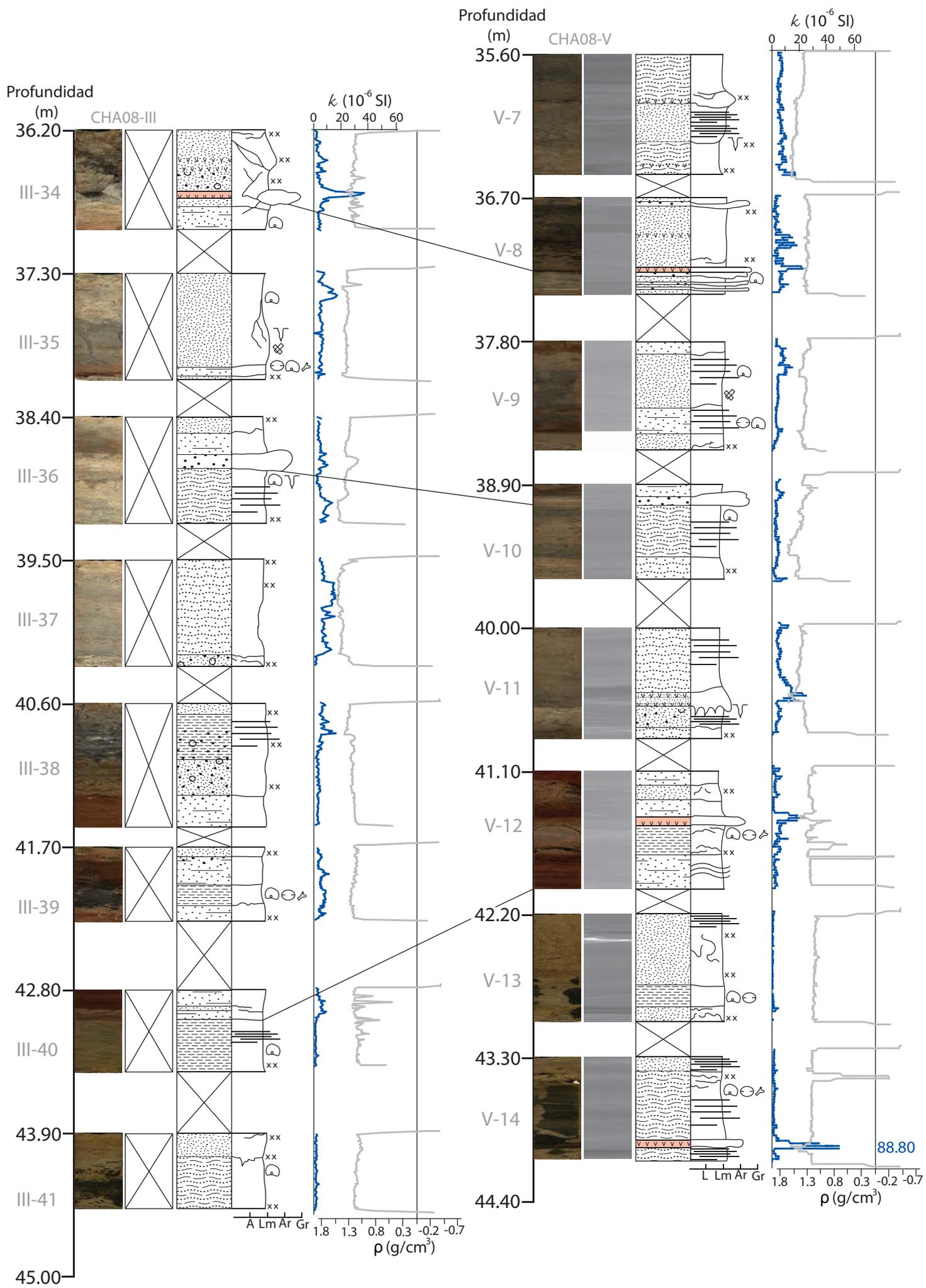
APÉNDICE I: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE CHALCO

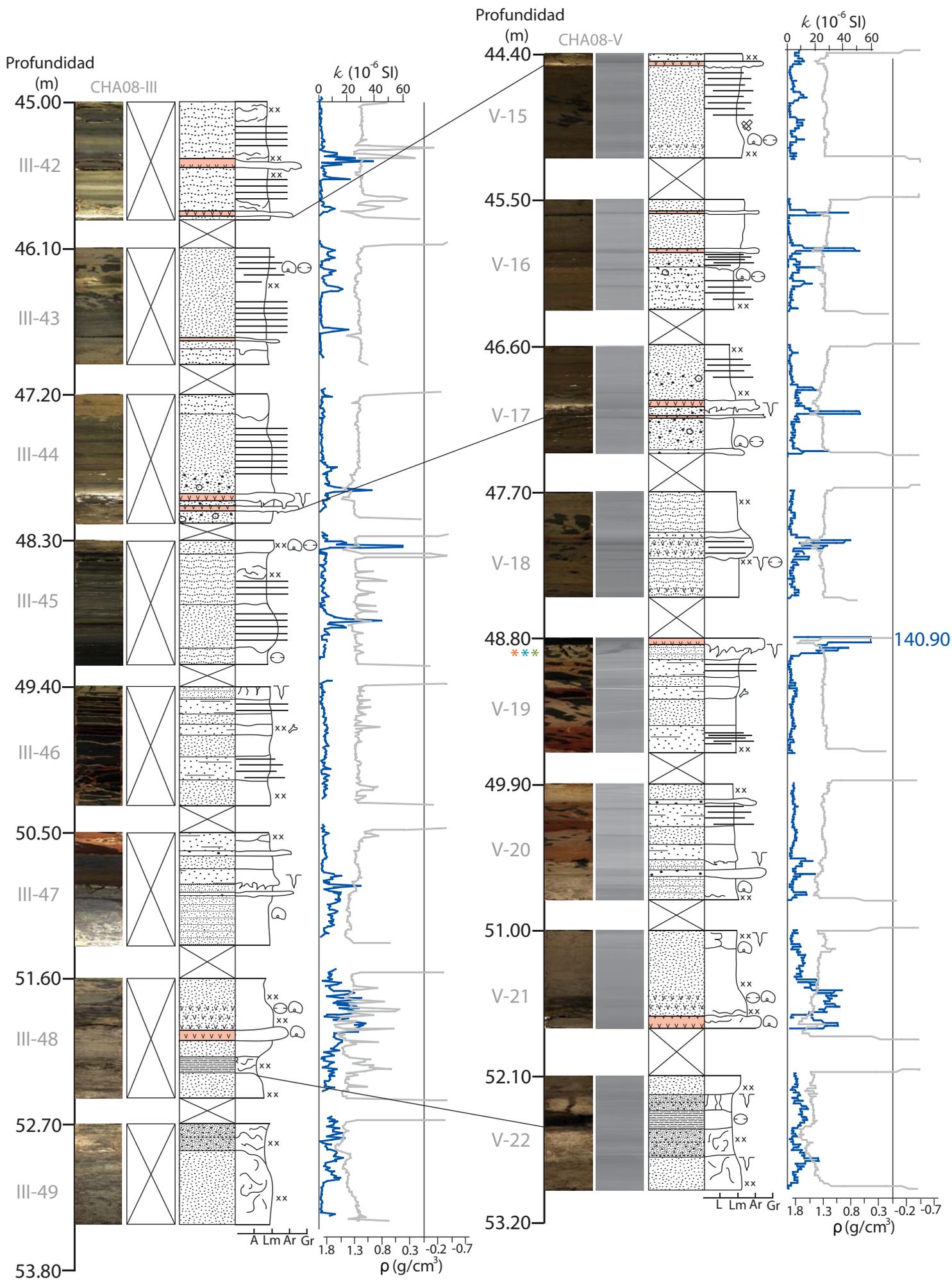


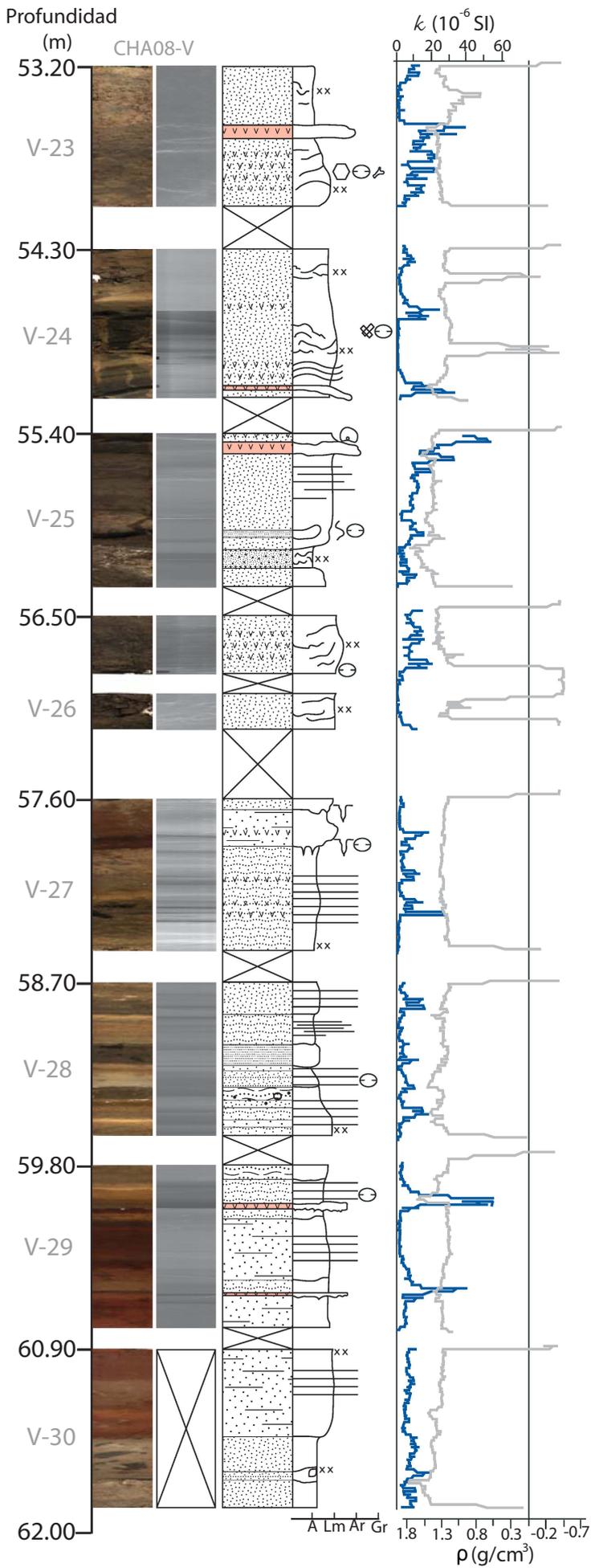


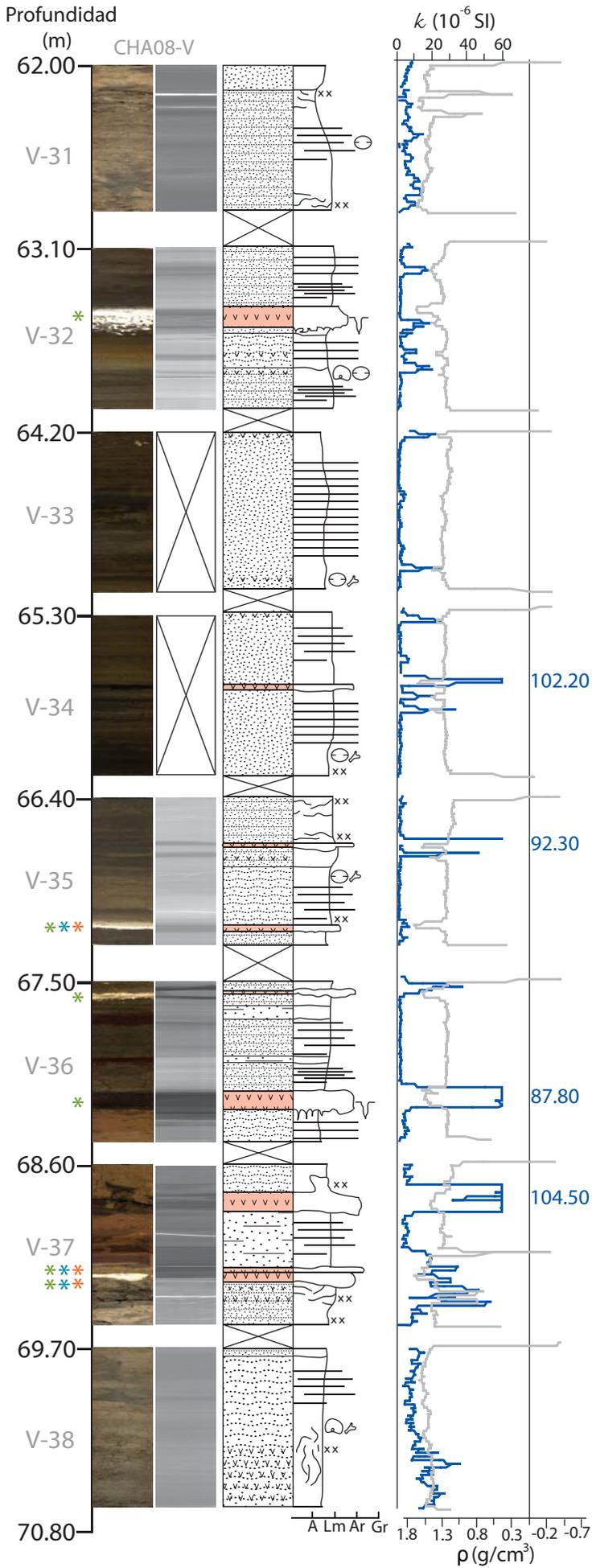


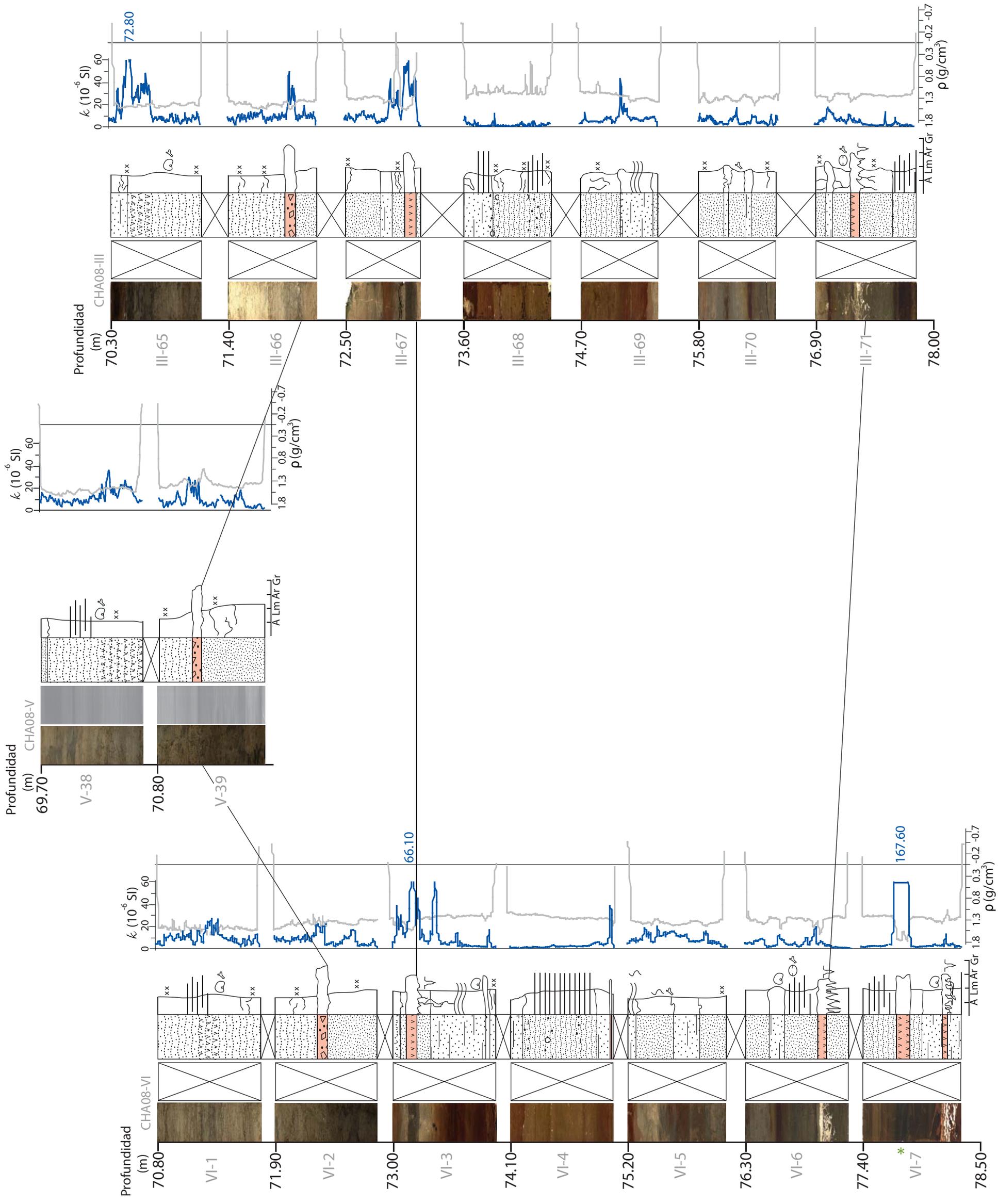


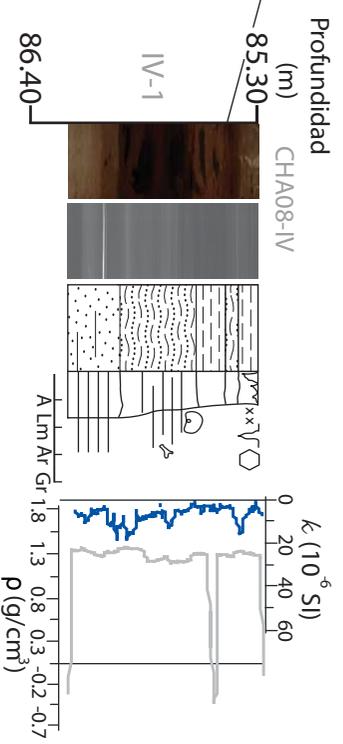
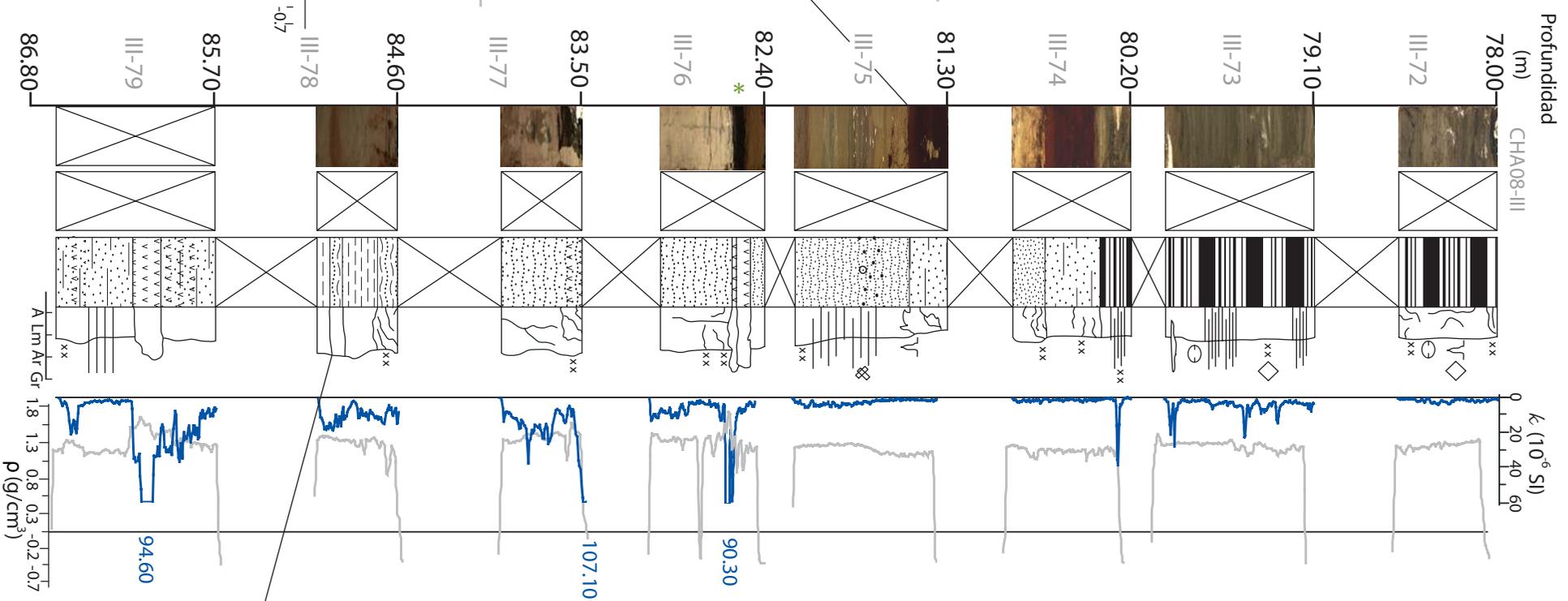
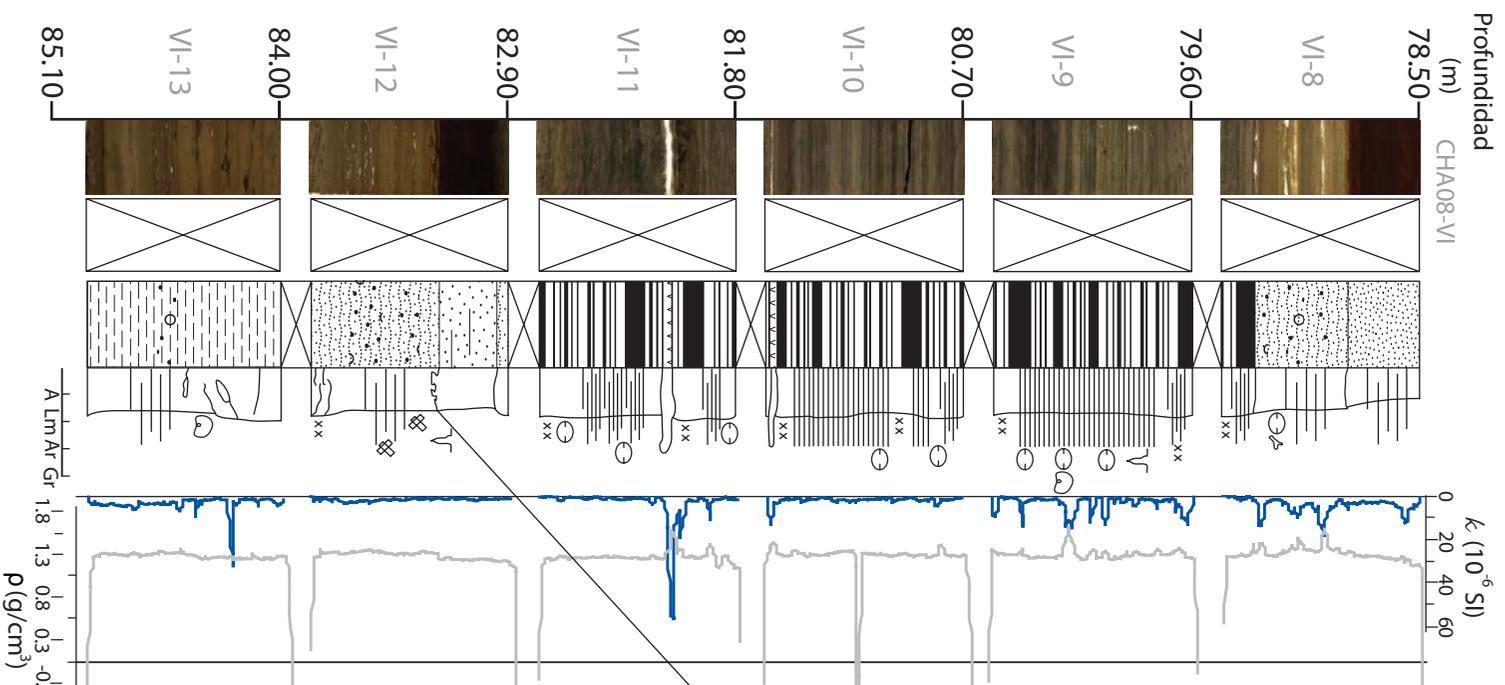


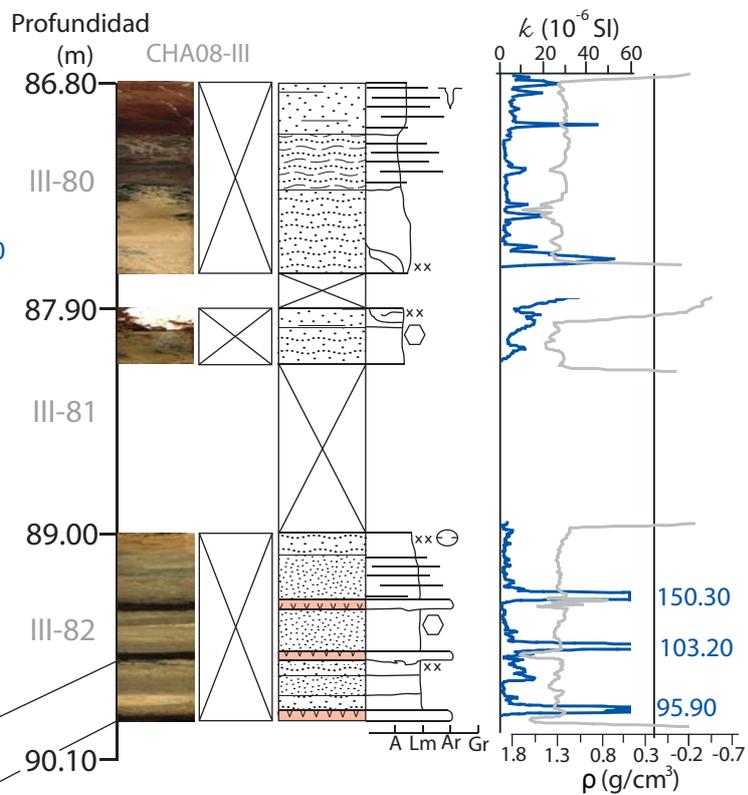
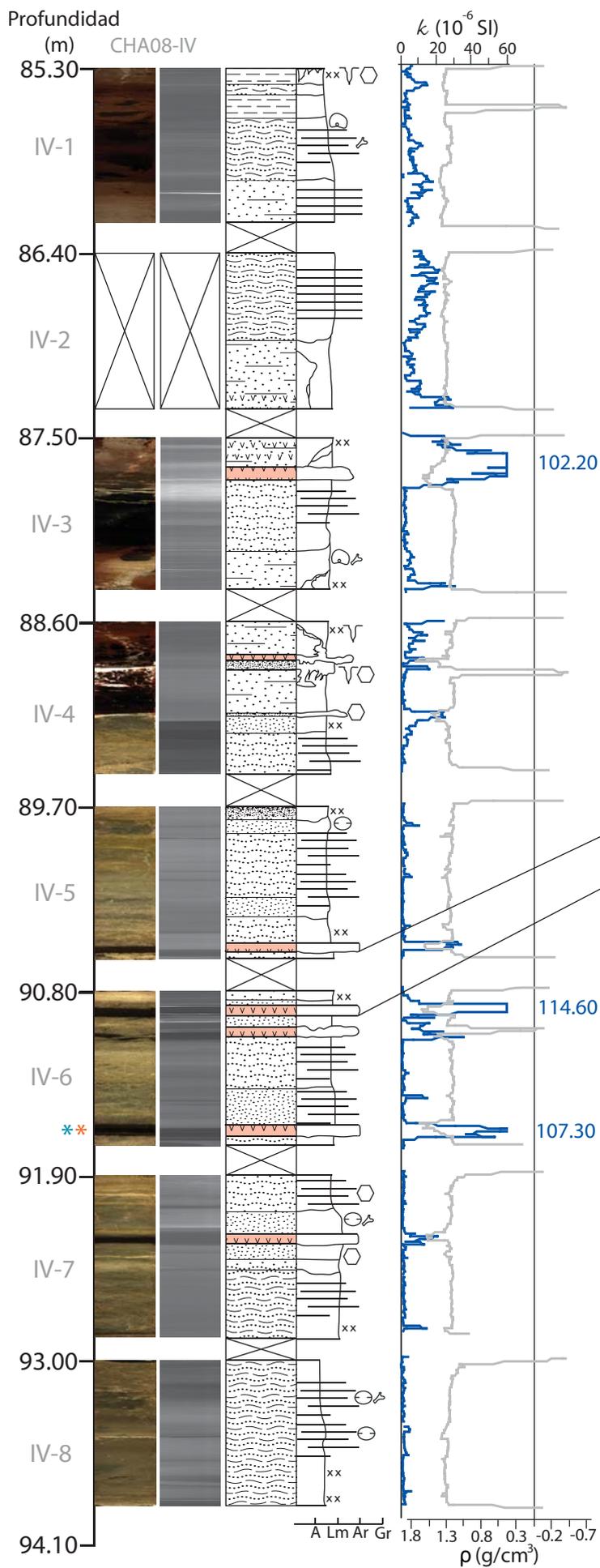


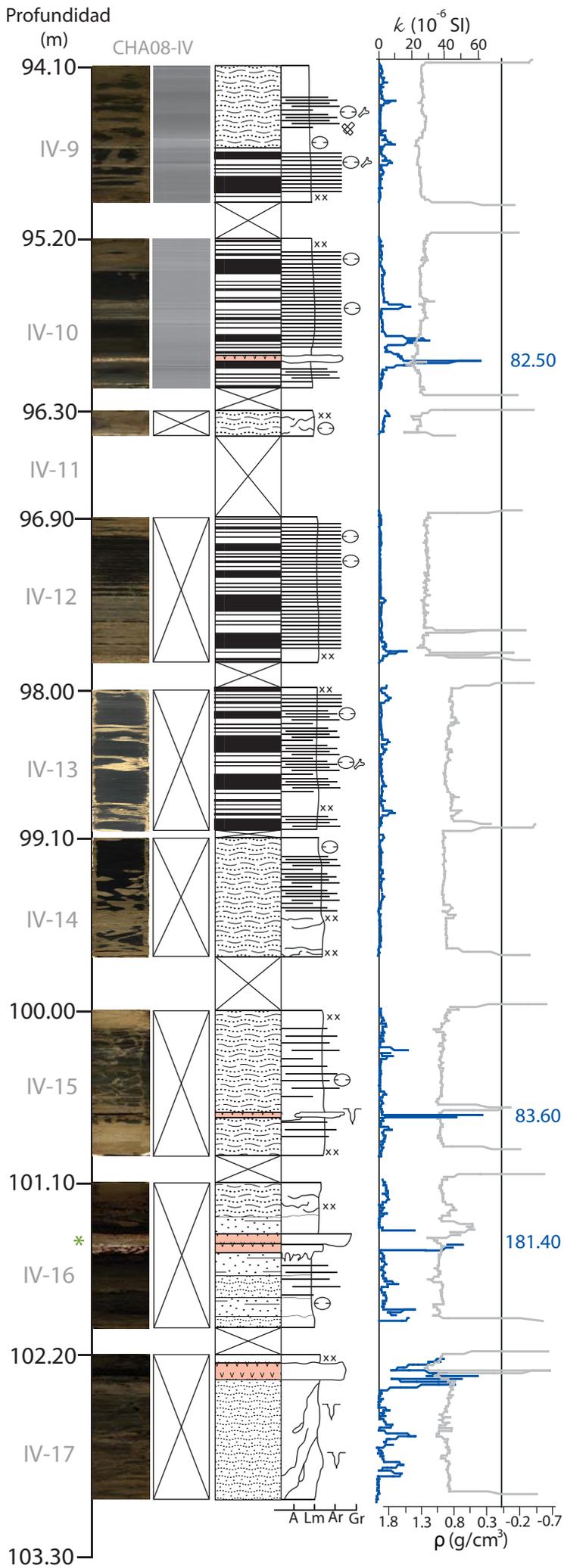


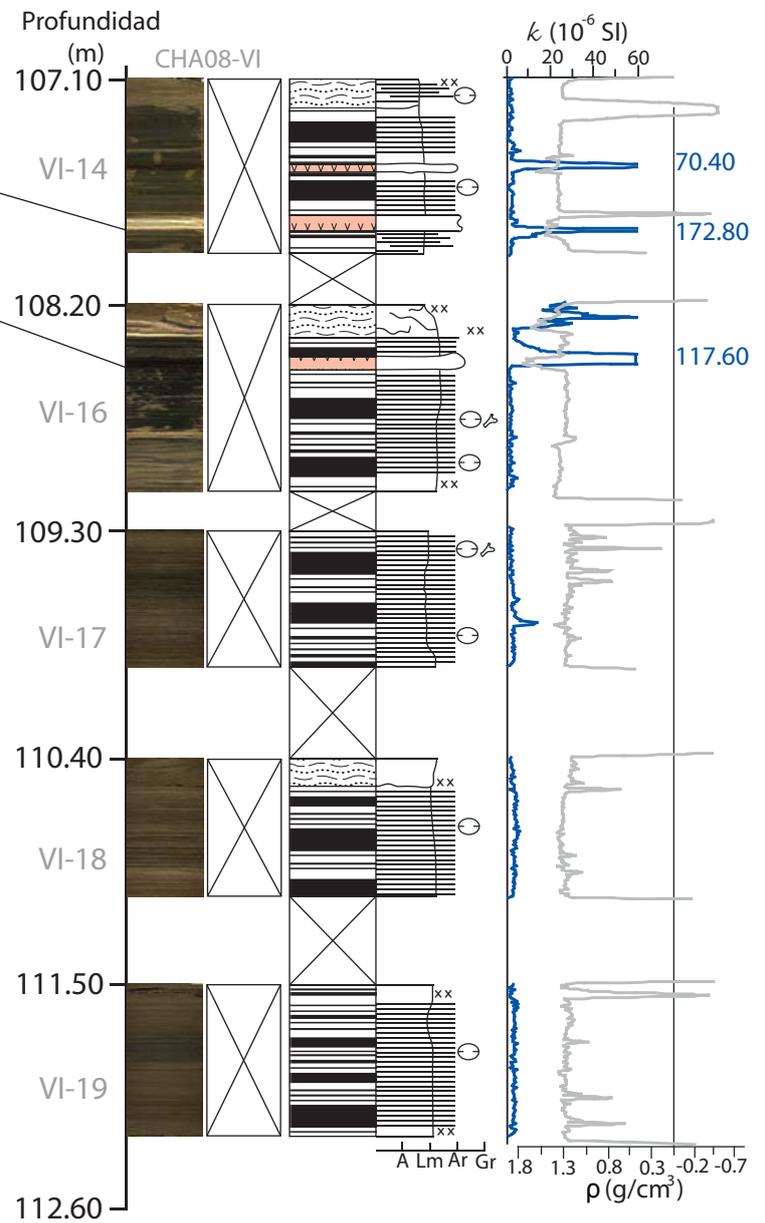
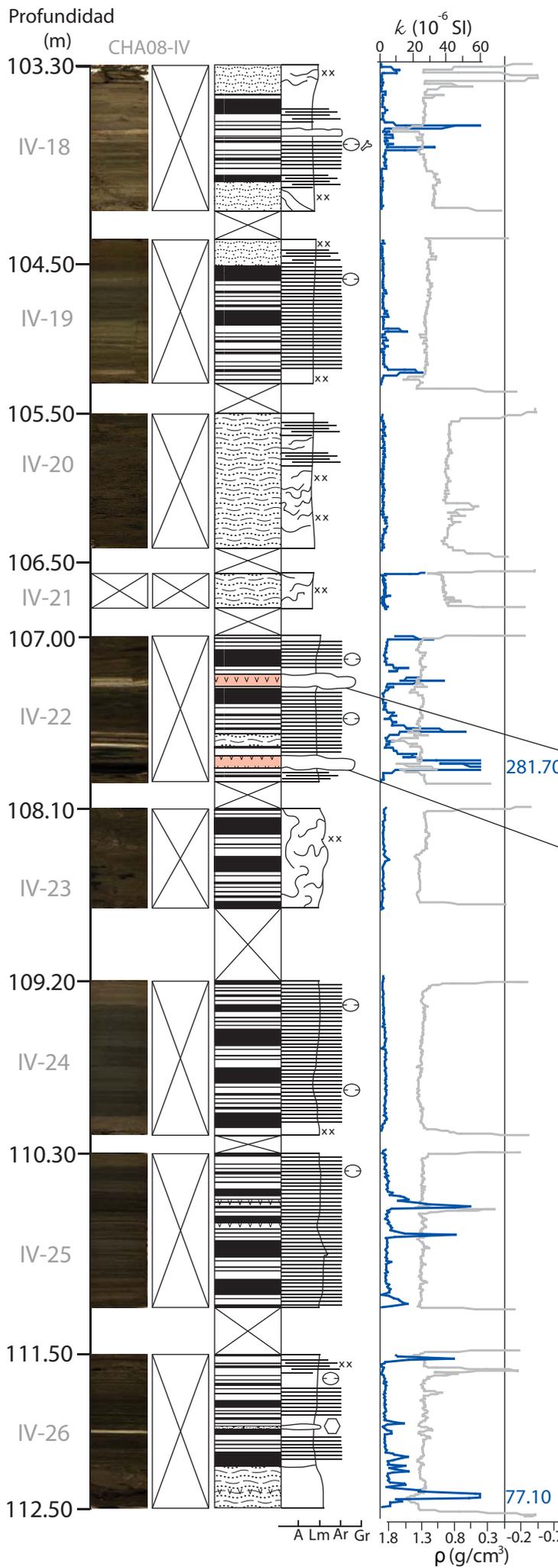


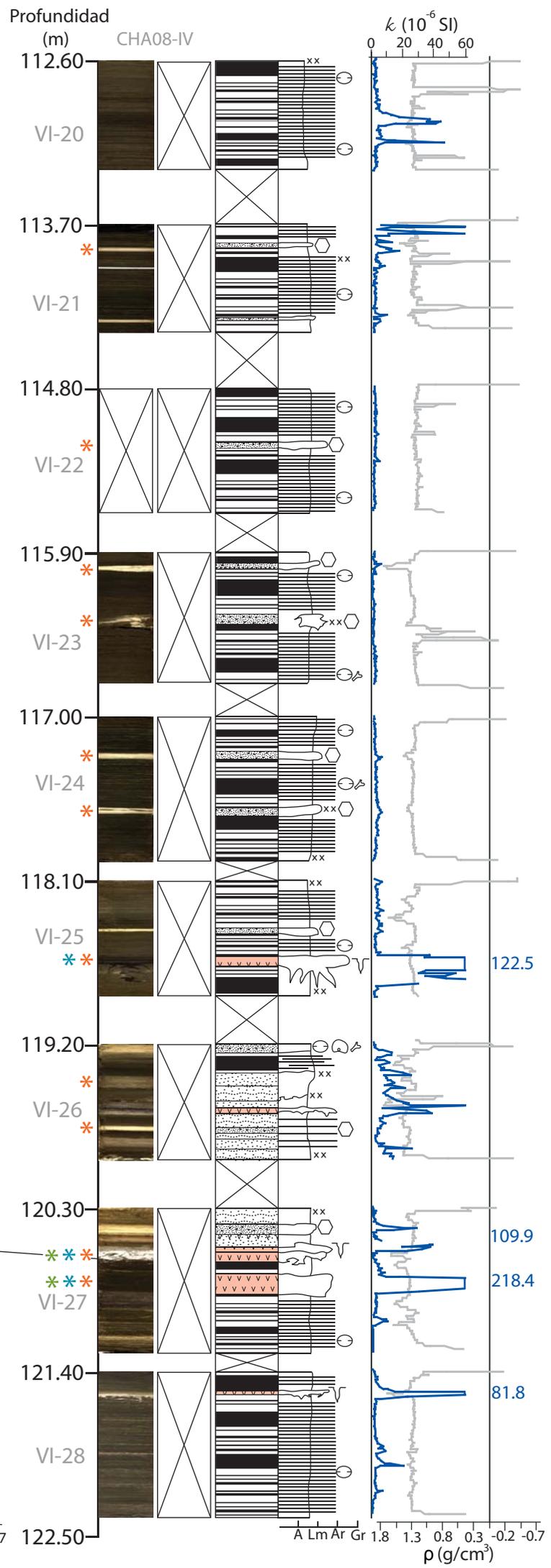
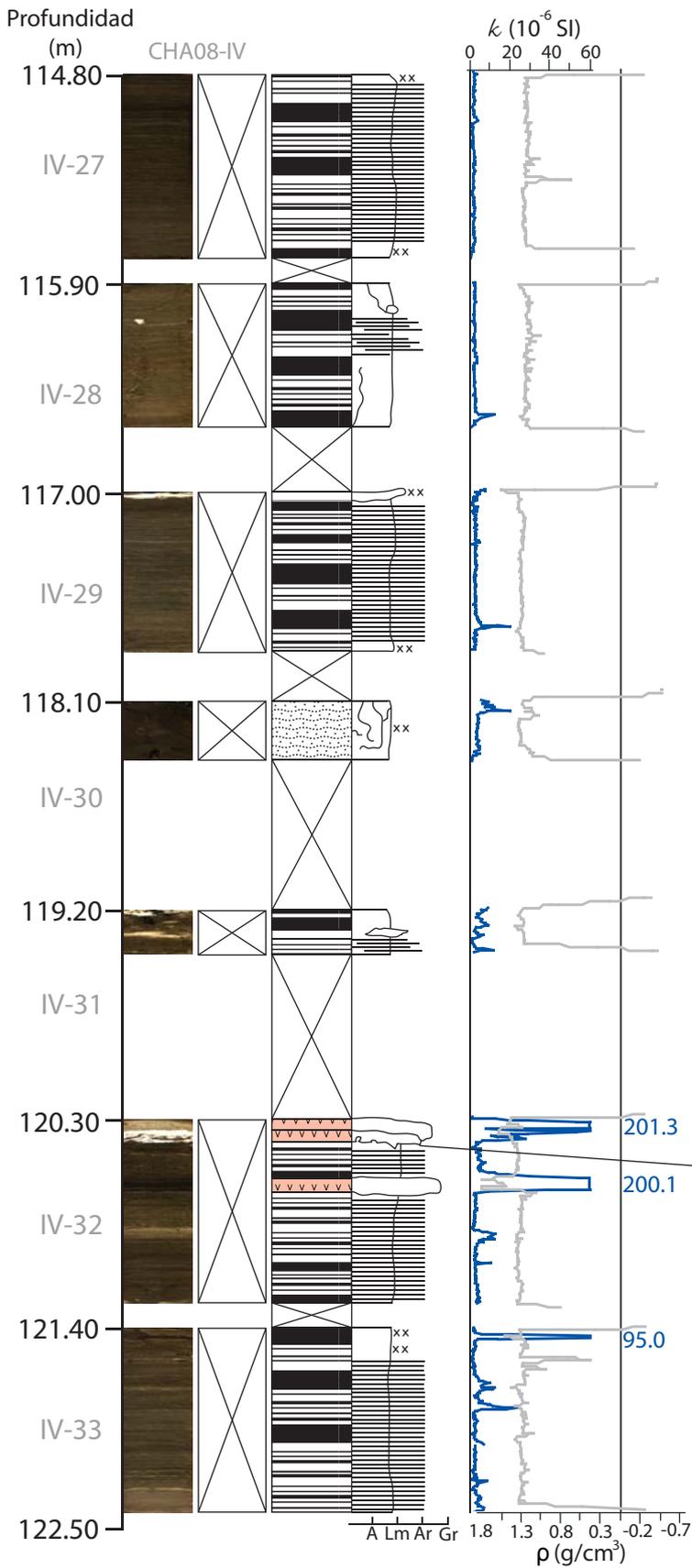












Leyenda

Granulometría

A : Arcilla Ar : Arena Lm : Limo Gr : Grava

Estructuras sedimentarias y componentes

Estratificación centimétrica 	Grietas 	Valvas de ostrácodos 
Estratificación difusa 	Estructuras de carga 	Frústulos de diatomeas 
Estratificación ondulada 	Estructuras de escape 	Fitolitos 
Laminación 	Bioturbación 	Carbonatos 
Laminación difusa 	Macrorestos 	Estruvita 
Laminación ondulada 	Partículas de carbón 	

Sedimentos

Arcilla negra 	Limo amarillo 	Ceniza 
Limo pardo-amarillento 	Arcilla limosa gris 	Pómez alterada 
Limo pardo-oliváceo 	Limo oliva 	Lapilli 
Limo pardo-oliváceo claro 	Limo grisáceo-oliva 	Ooze de diatomeas 
Intercalación limo pardo-oliva/ooze de diatomeas 	Limo pardo/pardo oscuro 	Ooze de ostrácodos 
Tramo no recuperado 		

Submuestreo

Submuestreo para láminas delgadas * Difracción de rayos X * Fluorescencia de rayos X *

Cronología

1. Ortega-Guerrero B., Newton A.J. (1998).
2. Fechamientos por 14C AMS a muestras de polen y tefracronología

APÉNDICE II: DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS DE LA SECUENCIA DE CHALCO

Tefra/tramo/prof. (m)	Edad	Descripción
<p>1 II-tr2: 1.0-1.04 m 10-12, 18 cm</p>	<p>Desconocida: ¿Huitzilzingo? 2,645 yr 14C BP del núcleo E? <i>(Ortega y Newton 1998)</i></p>	<p>Ceniza negra mezclada con limo y MO. En el contacto inferior tiene estructuras de relleno (grietas). La tefra está muy perturbada aparentemente por su proximidad a la superficie .</p>
<p>2 II-tr2: 1.04-1.27 m 21-38 cm</p> <p>III-M2: 1.00-1.21 m</p>	<p>Desconocida: Pómez ocre de 4,965 yr 14C BP? <i>(Siebe et al 1996)</i></p>	<p>Tefra descrita en la sección II-tr2 como una pómez compuesta por fragmentos líticos blancos ligeramente alterados de forma predominantemente esférica, con diámetros entre 2 y 3mm. En el núcleo III se concentran entre los 9 y 10 cm.</p>
<p>3 II-tr3: 2.00-2.08 m 5-13 cm</p> <p>III-M2: 1.58-1.67 1.58-1.67 m</p>	<p>Desconocida: Tefra I fechada <9,395 ± 255 yr 14C BP? <i>(Ortega-Guerrero 1992, Ortega y Newton 1998)</i></p>	<p>Ceniza negra de grano muy fino, mezclada con limo negros y MO. El contacto inferior es muy irregular en el núcleo II. La subyace la diatomita. En el núcleo III se observa en la base de la sección III-M2</p>
<p>4: Toluca superior (*incluyendo "Sal y Pimienta"*)</p> <p>II-tr3: 2.40-2.55 m 46-60cm</p> <p>III-M3: 2.30-2.57 m</p>	<p>Base PTS: 12,520 ± 135 yr 14C BP <i>(Ortega 1992, Ortega y Newton 1998)</i> 11,630 ± 70 yr BP14C <i>(Bloomfield y Valastro 1974)</i></p>	<p>Ceniza fina que se caracteriza por su tonalidad parda muy clara. En el núcleo II en la parte inferior se hace ligeramente más gruesa (la llamada "Sal y Pimienta") con partículas negras mezcladas con partículas pardas. En el núcleo III la ceniza está muy perturbada y se mezcla con el sedimento de diatomeas suprayacente. Bloomfield y Valastro (1972) describieron dos fases de la PTS: la primera, de textura más gruesa y la segunda caracterizada por partículas más finas y claras.</p>
<p>5 II-tr4sup: 3.41-3.54 m 40-48 cm</p> <p>III-M4: 3.57-3.63 m</p>	<p>Desconocida: ¿Chimalpa? 14,015 ± 130 yr BP del núcleo E? <i>(Ortega y Newton 1998)</i></p>	<p>Ceniza fina y negra. En el núcleo II el espesor es mayor que en el III (13cms vs 6).</p>
<p>6 II-tr4sup: 3.95-4.00 m; 95-100 cm</p> <p>II-tr4inf: 4.00-4.14 m 0-14 cm</p> <p>III-M4: 3.84-4.03 m</p>	<p>Desconocida: ¿San Martín? 13,990 ± 100 yr BP <i>(Ortega y Newton 1996)</i></p>	<p>Ceniza fina de color negra, caracterizada por su tonalidad oscura y mezcla con MO. Tanto en el núcleo II como el III se observan dos y tres capas aparentemente de la misma ceniza.</p>
<p>7: Pómez con Andesita o "Tutti frutti"</p> <p>II-tr4inf: 4.28-4.52m 30-52 cm</p> <p>III-M4: sólo la parte superior en la base de la sección a 4.11 m</p>	<p>Base PcA: ca14,000 yr BP <i>(Siebe et al 1996; Siebe y Macías 2004)</i> 14,450 ± 100 yr; 14,540 ± 90 yr <i>(Ortega y Newton 1998)</i></p>	<p>Pómez con partículas de lapillis de formas esféricas. La mayoría son subangulares y alcanzan tamaños de hasta 5mm de diámetro. Se trata de un depósito volcánico del Popocatepetl, muy conocido en la estratigrafía de la Cuenca de México. Su mayor depósito se distribuye al NW de la Cuenca de México <i>(Siebe et al, 1997, 2003)</i>. En el núcleo II tiene un espesor de 24cm; mientras que en el III sólo se observa la parte superior.</p>

<p>8 II-tr4i: 4.57-4.65 m 58-64 cm</p>	<p>Desconocido: Ceniza gris Teuhtli >14,000 yr BP? (<i>Siebe et al 2005</i>)</p>	<p>***El lapilli se observó en la bolsa correspondiente a la zapata de la III-M4*** Ceniza gris de textura muy fina, que podría correlacionarse con la ceniza gris andesítica del volcán Teuhtli al SO de Chalco descrita por Siebe <i>et al</i> con edades radiocarbono >14,000 yr BP.</p>
<p>9 III-M6: 5.89-5.90 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra de espesor muy pequeño que sólo se observa el núcleo III (II no extraído). No se correlaciona con alguna ceniza importante.</p>
<p>10 II-tr6sup: 7.32-7.34 m 65-67 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, color negro. En el contacto inferior hay estructuras de relleno (¿grietas?)</p>
<p>11 II-tr7sup: 9.02-9.04 m 28-30 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Pequeña ceniza fina discontinua, color gris claro.</p>
<p>12 II-tr7inf: 9.94-9.97 m 20-23 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Pequeña ceniza media, color gris claro, compuesta por partículas grises claras y oscuras.</p>
<p>III-M10: 10.50-10.54 m 13 II-tr8sup: 11.55-11.58 m 81-84 cm</p>	<p>Desconocido: Miahuacan de 16,000 yr BP? (<i>Ortega y Newton 1998</i>)</p>	<p>Ceniza fina, color negro, observada sólo en el núcleo II. En el contacto inferior tiene estructuras de relleno, aparentemente grietas (?). Es la ceniza negra más próxima a la GCB que se observa en el núcleo III, por lo que podría tratarse de la tefra "Miahuacan" que citan Ortega y Newton (1996).</p>
<p>14: Gran Ceniza Basáltica III-M15: 15.86-16.24 m; I 62-100 cm</p>	<p>GCB: >34,000 yr BP (<i>Ortega y Newton 1998</i>)</p>	<p>Importante ceniza cuyo espesor en el núcleo III supera los 50cm. Se caracteriza por varias capas de cenizas negras y gris oscuras aparentemente estratificadas, cuya tonalidad está relacionada con la textura. La negra es media-gruesa, mientras que las gris oscuro son s fina-media.</p>
<p>II-M16: 16.40-16.50 m 1-11 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media, color negro. ***Muy perturbada aparentemente por la perforación. ***</p>
<p>15 III-M17: 17.50-17.53 m CAÍDO DE GCB??? <i>Aparentemente no es caído. Podría ser parte de ella perturbada.</i> 14-17 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media, color negro. ***Muy perturbada aparentemente por la perforación. ***</p>
<p>16 III-M17: 17.91-17.94 m 57- ± 60 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media, color negro. ***Muy perturbada aparentemente por la perforación. ***</p>
<p>17 III-M17: 18.07-18.11 m 66-72 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media, color negro. ***Muy perturbada aparentemente por la perforación. ***</p>
<p>18 III-M17: 18.19-18.22 m 82-85 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media, color negro. ***Muy perturbada aparentemente por la perforación. ***</p>
<p>19 III-M17: 18.26-18.30 m 92-94 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media, color negro. ***Muy perturbada aparentemente por la perforación. ***</p>
<p>20 III-M18: 18.90-19.00 m 35-42 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina color negro, inclinada aprox. 60° respecto a la base de la sección. Aparentemente se trata de una estructura de relleno, probablemente una grieta.</p>
<p>21 III-M18: 19.38-19.39 m 79-80 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Pequeña capa de ceniza negra discontinua, que no constituye una capa sensu stricto**.</p>

22 III-M20: 21.65-21.75 m 88-100 cm	Desconocido	Tramo con abundantes partículas de una ceniza negra que se encuentra entre 21.74-21.75m de profundidad. Aparentemente está perturbada por la perforación y se diseminó en el sedimento. Todo el tramo no es una ceniza sensu stricto**.
23 II-tr12inf: 20.70-20.74 m 97-100 cm.	Desconocido	Ceniza muy fina color pardo muy claro. Sólo se observa en el núcleo II, probablemente no se recuperó en el III.
24 III-M21: 22.84-22.90 m 95-100 cm	Desconocido	Ceniza muy fina color pardo muy claro. Similar a la tefra anterior descrita en el II. (¿La misma?)
25 II-tr14sup: 22.74-22.80 m 1-7 cm	Desconocido	Ceniza fina color gris muy oscura y perturbada. Cambios en la tonalidad y la textura. No conserva disposición horizontal.
26 II-tr14inf: 24.22-24.24 m 55-56 cm	Desconocido	Ceniza de textura muy fina color negro. Sólo se observa en el núcleo II. Aparentemente relacionado a esta ceniza, entre los 23.07-23.11m hay parches de ceniza negra.
27 II-tr15sup: 24.74-24.86 m 2-14cm	Desconocido	Ceniza negra muy perturbada. Las partículas están diseminadas en el intervalo señalado. Asimismo entre los 25.02-25.14m en la misma sección, hay manchones de ceniza que parecen corresponder a la descrita
28 III-M24: 26.08-26.18 m 93-100 cm. Inclinada	Desconocido	Ceniza muy fina color gris oscura. Sólo se observa en el núcleo III. La ceniza está inclinada aprox. 50° respecto a la base de la sección, aparentemente perturbada por la perforación.
29 III-M25: 26.89-26.97 m 87-91 cm. Inclinada	Desconocido	Ceniza media-fina color negro. La ceniza está inclinada aprox. 50° respecto a la base de la sección, similar disposición a la anterior, por lo que probablemente se deba a la perturbación por la perforación.
30 III-M26: 27.50-27.58 m 65-74 cm. Perturbada	Desconocido	Ceniza media-fina color negro. Está muy perturbada aparentemente por la perforación. Se distribuye en dos capas inclinadas respecto a la base de la sección. En todo el sedimento hay partículas de la ceniza diseminadas.
31 III-M29: 31.51-31.56 m 85-88 cm	Desconocido	Ceniza fina color pardo y negro de. Está muy perturbada (¿perforación?), con pérdida de aproximadamente el 40%.
32 V-1: 29.29-29.35 m 54-68 cm. Toda la grieta	Desconocido	Estructura de relleno (no una ceniza horizontal), con partículas de cenizas finas y negras mezcladas con limo. Sólo se observa en el núcleo V, y tiene una dimensión de 11 x 1cm. ** Sólo se toma en cuenta la longitud que cuenta el sensor que mide la MS**
33 V-3: 31.83-31.86 m 66-69 cm	Desconocido	Ceniza fina-muy fina muy, color negro perturbada y ligeramente discontinua Está diseminada hasta aproximadamente los 32 m.
34 V-4: 33.18-33.22 m 90-93 cm	Desconocido	Ceniza gruesa-media, de color pardo claro. El color rojizo puede deberse a oxidación pos-perforación.
35 V-5: 33.70-33.85 m 50-64 cm	Desconocido	Ceniza fina, gris muy clara. En la superficie está ligeramente oxidada, probablemente pos-perforación y disección. El contacto inferior es abrupto e irregular.

<p>36 V-6: 35.27-35.30 m 88-91 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media color gris oscuro, con algunas partículas claras que reacciona poco al HCl. El valor máximo de MS alcanza 25.7 SI.</p>
<p>37 III-M34: 36.59-36.63 m V-8: 37.27-37.29 m 82-83 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, color negro, ligeramente discontinua probablemente por la perturbación pos-perforación. Parte de estas partículas se encuentran diseminadas en el sedimento alrededor de la ceniza.</p>
<p>38 III-M38: 40.75-41.00 m V-11: 40.54-40.60 m 80-90 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>En el núcleo III esta ceniza está muy perturbada y del mismo modo, hay partículas de cenizas diseminadas en buena parte de la sección. Partículas de ceniza negra diseminadas con cierta concentración. Mezclada con la ceniza hay lapillis de pómez (muy pocos) de formas esféricas y subangulosos. En el núcleo V se observan partículas que probablemente correspondan a este depósito entre los 40.54-40.60m de profundidad.</p>
<p>39 V-12: 41.48-41.55 m 42-50 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina parda. Se caracteriza por ligeros cambios en la tonalidad y la textura. La tonalidad rojiza es probable que se relacione con la oxidación pos-perforación.</p>
<p>40 V-14: 44.00-44.06 m 87-92 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra que se caracteriza por su estratificación. Está compuesta por tres capas que se distinguen por su tonalidad (gris oscura-negra) y textura (fina-muy fina). Las capas más negras son ligeramente más gruesas que las grises. En la sección III-M42 se observa una ceniza que probablemente sea la descrita en el núcleo V, a una profundidad de 45.46-45.54m, ligeramente perturbada.</p>
<p>41 V-15: 44.46-44.48 m 25-29 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina-muy fina color pardo clara. Se observa tanto en el núcleo III como en el V.</p>
<p>III-M42: 45.89-45.91 m 42 V-15: 44.68-44.73 m 60-80 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Cenizas finas, negras, diseminadas. En el núcleo III la concentración de las partículas de ceniza es menor.</p>
<p>III-M43: 46.31-46.49 m, 46.58-46.61 m 43 V-16: 45.60-45.62 m 31-33 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra de grano medio. El contacto inferior es abrupto e irregular, caracterizado por estructuras de relleno (¿grietas?). Alcanza un pico de MS de 43.4 SI.</p>
<p>III-M43: 46.73-46.75 m <i>tampoco checa esta prof.</i> <i>¿?</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p></p>
<p>44 V-16: 45.86-45.88 m 56-58 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, gris oscura. Al igual que la anterior, el contacto inferior es abrupto, con estructuras de relleno. Alcanza un valor máximo de MS de 51.4 SI Esta ceniza no se recuperó en el núcleo III.</p>
<p>45 V-17: 47.00-47.06 m 60-67 cm III-M44: 47.93-47.98 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina color pardo grisácea muy clara, caracterizada por un contacto inferior abrupto e irregular, con estructuras de relleno y ligera perturbación. Presenta ligeros cambios en la tonalidad, siendo más grisácea en la parte superior</p>

<p>46 V-17: 47.08-47.10 m 72-74 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>en ambos núcleos. Ceniza fina color gris oscura, ligeramente discontinua. Está perturbada probablemente por la perforación. En el núcleo V alcanza un pico de MS de 51.8Sl.</p>
<p>III-M44: 48.00-48.04 m 47 V-17: 47.33-47.37 m 97-100 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina-muy fina, color negro, muy perturbada tanto en el núcleo V como en el III.</p>
<p>III-M45: 48.95-49.02 m</p>		
<p>48 V-18: 48.03-48.11 m 59-70 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Abundantes partículas de cenizas finas color negro. En el núcleo V están más diseminadas que en el III.</p>
<p>III-M45: 48.93-48.96 m 49 V-19: 48.80-48.86 m 16-23 cm. <i>alta sus hasta 48.92 m</i> <i>Grieta rellena de la ceniza descrita</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media color negro. Se caracteriza por estructuras de relleno, aparentemente grietas en el contacto inferior. En el núcleo V se localiza en el techo de la sección V-19. En el núcleo III en la sección M46 se observan las estructuras de relleno, por lo que esta ceniza no se habría recuperado en este núcleo.</p>
<p>III-M45: 49.04-49.07m?</p>		
<p>50 V-21: 51.37-51.59 m 13-35 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Abundantes partículas de cenizas negras diseminadas. La textura es fina.</p>
<p>51 V-21: 51.61-51.68 m 80-82 cm. 51.61-51.68 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, grisácea clara, cuyo pico máximo de MS es 38.7 Sl. Está muy distorsionada aparentemente por la perforación. La reacción al HCl es fuerte.</p>
<p>52 V-23: 53.54-54.59 m 56-59 cm. <i>chechar si también entre</i> <i>53.68-53.73 m</i> <i>Abundan partículas de cenizas negras diseminadas</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media color grisácea oscura. Partículas de cenizas gris oscura y negras están diseminadas debajo de la tefra. El contacto inferior es abrupto e irregular.</p>
<p>53 V-24: 54.61-54.73 m 41-52 cm. 55 o 54? <i>sus alta hasta 54.73 m</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Partículas de cenizas finas color negro, diseminadas en el sedimento.</p>
<p>54 V-24: 55.14-55.16 m 94-100 cm. Inclinada</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina color negro. Está inclinada aprox. 50° respecto a la base de la sección, probablemente por la perforación.</p>
<p>55 V-25: 55.40-55.45 m 5-10cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Partículas de cenizas finas color negro, diseminadas en el sedimento.</p>
<p>56 V-25: 55.54-55.59 m 19-24 cm. <i>¿están separadas esta</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza caracterizada por ligeros cambios en la tonalidad, de color grisáceo claro en el techo a grisáceo oscuro en el piso. La textura se correlaciona con este cambio en la tonalidad, con</p>

<p>ceniza y la anterior por sed. lacustres? Si, pero entre las dos hay mucha ceniza diseminada</p>		<p>gradación normal.</p>
<p>57 V-27: 58.28-58.30 m 69-78 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Partículas de cenizas finas color negro, diseminadas en el sedimento.</p>
<p>58 V-29: 60.00-60.05 m 24-27 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media-fina color gris oscura y gradación normal. La tonalidad está relacionada con la textura, siendo más oscura en la base. El contacto es abrupto e irregular. Pico máximo de MS es de 54.9 SI</p>
<p>59 V-29: 60.52-60.59 m 78-79 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina-muy fina, color gris oscura, ligeramente discontinua, con un pico de MS de 40 SI.</p>
<p>60 V-32: 63.26-63.33 m 13-20 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Partículas de cenizas finas color negro, diseminadas en el sedimento.</p>
<p>63.24-63.27 Parecen no correlacionar</p>		
<p>61 V-32: 63.46-63.61 m 36-50 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza pardo-grisácea caracterizada por cambios en la tonalidad y la textura. En el piso es fina, mientras que en el techo es muy fina.</p>
<p>Incluye la profundidad de las grietas</p>		<p>En el contacto inferior se observan estructuras de relleno, aparentemente grietas.</p>
<p>62 V-32: 63.85-63.97 m 74-86 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Partículas de cenizas finas color negro, diseminadas en el sedimento.</p>
<p>63.81-63.85 Parecen no correlacionar</p>		
<p>63 V-34: 65.74-65.77 m 45-47 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, negra, con un pico de MS de 124.00 SI. Contacto inferior es abrupto e irregular.</p>
<p>Sus alta de 65.71-65.74 m</p>	<p>***A partir de esta profundidad sólo se tomarán en cuenta las cenizas continuas***</p>	
<p>No correlacionan las profundidades</p>		
<p>64 V-34: 65.90-65.91 m 58-59 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media-fina color gris oscura. Se observan partículas de cenizas pardas clara.</p>
<p>Hay alta sus 65.88-65.89 m</p>		
<p>Alrededor de la ceniza abundan partículas de cenizas negras diseminadas.</p>		
<p>65 V-35: 66.64-66.66 m 42-44 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, color negro, ligeramente ondulada en el contacto inferior, probablemente por la perforación.</p>
<p>66.64-66.65 m</p>		
<p>66 V-35: 66.71-66.73 m 49-51 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina color negro, similar a la anterior. Ligeramente discontinua. El pico de MS es de 46.1 SI</p>
<p>el pico sus está en 66.72 m</p>		

<p>67 V-35: 67.08-67.13 m 86-91 cm. 67.09-67.12 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza que varía del piso al techo de fina a muy fina y en el color de pardo claro a grisácea en el techo. En el contacto inferior hay estructuras de relleno, aparentemente grietas.</p>
<p>68 V-36: 67.57-67.61 m 10-13 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina, color pardo claro, ligeramente deformada aparentemente por la perforación (?). Tanto el piso como el techo son contactos abruptos e irregulares.</p>
<p>69 V-36: 68.15-68.26 m 68-80 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina-muy fina de color negro. Es una importante tefra de 12cm de espesor. El pico de MS alcanza 87.8 SI. El contacto inferior es abrupto e irregular, con aparentes grietas rellenas.</p>
<p>70 V-37: 68.70-68.42 m 35-43 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina-muy fina de color negro y muy perturbada Alcanza un pico de MS de 104.5 SI. En la parte superior está muy deformada. Contacto inferior abrupto e irregular.</p>
<p>71 V-37: 69.04-69.05 m 64-65 cm. las cuatro siguientes (71-74): en gral. valores altos sus 69.04-69.31 m están separadas por sedimentos lacustres?? <i>Están separadas excepto las 69.10-69.14 y 69.14-69.29</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media-fina compuesta por partículas negras y pardas. Está muy perturbada</p>
<p>72 V-37: 69.10-69.14 m 71-74 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza media compuesta por partículas negras y pardas, similar a la tefra 71. El contacto inferior es abrupto e irregular con estructuras de relleno</p>
<p>73 V-37: 69.14-69.19 m 74-76 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina-muy fina de color pardo muy claro, muy deformada. El contacto inferior es abrupto e irregular.</p>
<p>74 V-37: 69.22-69.29 m 83-87 cm III-M35: 70.44-70.73m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza fina color gris oscuro. Está muy perturbada, con pérdida de material en algunas partes. Los contactos son difusos y las partículas se mezclan con el sedimento tanto en el piso como en el techo. En el núcleo III está muy perturbada y diseminada.</p>
<p>75 V-39: 71.05-71.16 m 30-41cm VI-2: 72.25-72.36 m 44-55 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Depósito de lapillis caracterizado por partículas entre 2 y 3mm de diámetro, aunque abundan partículas de ceniza gruesa-muy gruesa. Este depósito se observa en tres núcleos III, V y VI. A esta profundidad se observó el probable evento Blake (aprox. 120 ka) en los análisis paleomagnéticos***</p>
<p>III-M66: 72.02-72.12 m los valores de susc. son muy altos ente 72.02-72.19 m Hay partículas diseminadas y estructuras de relleno hasta esta profundidad.</p>		

<p>76 VI-3: 73.04-73.09 m Valores sus altos en III-M67 73.26-73.5 m Se correlaciona con esta tefra. La profundidad parece corresponder a la de la tefra sin corregir.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Pequeña ceniza fina de color negro, ligeramente discontinua. Alcanza un pico de MS de 30.1 SI. Contacto inferior difuso.</p>
<p>77 VI-3: 73.15-73.24 m 15-24 cm. relleno 73.38-73.42 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza gris oscura, muy fina. Se caracteriza por ligeros cambios en la tonalidad y la textura. Más abajo a una profundidad de 73.38-73.42 hay estructuras de relleno (grietas) de ceniza negra, aparentemente la misma.</p>
<p>78 VI-4: 75.04-75.06 m 98-99 cm.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra de textura muy fina. Ligeramente discontinua y perturbada. Contactos difusos. Pico de MS 38.5 SI</p>
<p>79 VI-6: 76.98-77.00 m 68-71 cm. 76.93-76.95 <i>No se relaciona con la profundidad calculada con las imágenes y la hoja del ING.</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra muy fina y ligeramente discontinua. Está mezclada con el sedimento limoo y perturbada, probablemente por la perforación.</p>
<p>80 III-M71: 77.18-77.35 m <i>mas bien de 77.06 a 77.13 m La ceniza descrita parece no tener picos de MS. Lo probable es que partículas diseminadas de ceniza estén dando esta señal.</i> VI-6: 77.02-77.13 m 73-84 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza muy fina, color pardo muy claro, caracterizada por estructuras de relleno en el contacto inferior.</p>
<p>81 VI-7: 77.71-77.85 m 37-51 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza gris oscura y negra caracterizada por cambios texturales que varían de fino a muy fino y cambios en la tonalidad. En la parte superior es ligeramente más clara y de textura más fina, mientras que en la inferior es más oscura y de textura más gruesa. El contacto inferior es abrupto y ligeramente irregular. No se observa gradación. Aparentemente son depósitos caída de un mismo evento, pero con piroclastos de tamaños diferentes (caídos en momentos diferentes).</p>
<p>82 VI-7: 78.15-77.28 m 83-91 cm. <i>No tiene pico de MS</i></p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza muy fina de color pardo muy claro. Está muy perturbada aparentemente por procesos ajenos a la perforación.</p>
<p>83 VI-8: 78.98-79.00 m 50-52 cm</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Depósito de pómez alterada, mezclada con ceniza de textura media. Las pómez están sub-redondeadas y la forma ovalada.</p>
<p>84 VI-8: 79.10-79.17 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Depósito de pómez alterada, mezclada con ceniza de textura media. Las pómez están sub-</p>

<p>64-69 cm 85 VI-8: 79.29-79.31 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>redondeadas y la forma ovalada. Depósito de pómez alterada, mezclada con ceniza de textura media. Las pómez están sub-redondeadas y la forma ovalada.</p>
<p>84-85 cm 86 VI-11: 82.12-82.16 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza muy fina de color pardo claro El contacto inferior es abrupto e irregular, con aparentes grietas rellenas.</p>
<p>33-36 cm 87 III-M76: 82.52-82.56 m. Hay una ceniza con un pico de MS de 90.3 Sl En M77 hay una ceniza muy perturbada, aparentemente caída.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra de textura fina. Aunque no se observa en el núcleo VI, en la bolsa de la zapata se constató que subyace la sección VI-13.</p>
<p>46-55 cm 88 IV-03: 87.70-87.76 m 28-33 cm. altos valores sus entre 87.64-87.87. Hay partículas diseminadas de la ceniza que se encuentra entre 87.70-87.76 m.</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza o fina de color gris oscuro, ligeramente perturbada. Contacto inferior abrupto y recto.</p>
<p>89 III-M82: 89.37-89.42 m. 89.34-89.4 m No correlaciona con la imagen</p>	<p>Desconocido</p>	
<p>90 III-M82: 89.63-89.67 m 89.61 a 89.66 hay alta sus. No correlaciona con la imagen. IV-05: 90.57-90.62 m 92-96 cm. alta sus 90.61-90.64 m. Es la profundidad sin corregir</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza gris, moderadamente oxidada (oxidación pos-perforación) de textura fina. Contacto inferior abrupto.</p>
<p>91 III-M82: 89.96 m (techo de la ceniza) alta sus entre 89.93-89.98 m No correlaciona con la imagen. IV-06: 90.91-90.96 m</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza negra, ligeramente oxidada (oxidación pos-perforación) de textura fina. Contacto inferior abrupto con pequeñas grietas rellenas.</p>
<p>13-18 cm 92 IV-06: 91.66-90.73 m 86-93 cm. checa en IV-6 91.10-91.14 m. En este intervalo hay una ceniza negra muy perturbada. No se tomó en cuenta como una</p>	<p>Desconocido</p>	<p>Ceniza caracterizada por su estratificación, con capas gris oscura de textura muy fina y negra de textura fina. Contacto inferior abrupto y recto.</p>

<i>tefra sensu stricto.</i>		
<p>93 IV-07: 92.28-92.33 m 39-43 cm</p>	Desconocido	Ceniza negra, ligeramente oxidada (oxidación pos-perforación) de textura fina-muy fina. Contacto inferior abrupto y recto.
<p>94 IV-07: 92.87-92.88 m 97-98 cm</p>	Desconocido	Pequeña ceniza negra, oxidada, de textura fina. Contacto abrupto e irregular. Similar en textura y tonalidad a la descrita anteriormente.
<p>95 IV-10: 95.99-96.01 m 95.99-96.04 m. <i>abundan partículas de cenizas negras.</i> 81-83 cm.</p>	Desconocido	Ceniza media y algunas partículas gruesas de color pardo claro. El contacto inferior es abrupto e irregular, mientras que el superior es abrupto y recto.
<p>Entre los 95.86-95.89 abundan partículas de cenizas negras. Añadir nueva</p>		
<p>96 IV-15: 100.69-100.72 m <i>no la veo, solo sus en 100.72 No se ve porque ha perdido material</i> 72-73 cm.</p>	Desconocido	Ceniza negra de textura media. Ha perdido material aparentemente por la perforación. El contacto inferior es abrupto y recto.
<p>Entre los 100.28-100.29 m hay partículas de cenizas negras diseminadas</p>		
<p>97 IV-16: 101.46-101.58 m 35-47 cm</p>	Desconocido	Ceniza media-gruesa, compuesta por partículas pardas y pocas negras. En la parte basal, próximo al contacto inferior, la tonalidad es ligeramente más clara y la textura más fina (¿otra ceniza?). El contacto inferior es abrupto e irregular, con estructuras de relleno, aparentemente grietas.
<p>98 IV-17: 102.30-102.35 m 102.22-102.41 m <i>En este intervalo hay muchas partículas diseminadas de la ceniza que está entre los 102.30-102.35 m</i> 8-15 cm</p>	Desconocido	Ceniza negra de textura media que se caracteriza por estar moderadamente perturbada. En toda la sección hay partículas de ceniza diseminadas que probablemente provengan de esta tefra. El contacto inferior es abrupto e irregular.
<p>99 IV-18: 103.73-103.76 m 44-48 cm</p>	Desconocido	Ceniza fina de color pardo claro, con rasgos de oxidación aparentemente pos-perforación. Contacto inferior abrupto y ligeramente irregular.
<p>100 VI-15: 107.55-107.57 m <i>en los cms 52-54 No correlacionan</i> 55-57 cm</p>	Desconocido	Ceniza gris oscura caracterizada por su laminación. Las láminas más oscuras tienen una textura fina, mientras que las más claras son muy fina. El contacto inferior es abrupto e irregular, con estructuras de relleno (¿grietas?).
<p>101 IV-22: 107.32-107.34 m 107.61 m: <i>relleno de ceniza negra.</i> VI-15: 107.87-107.88 m</p>	Desconocido	Ceniza gruesa, de color pardo claro, caracterizada por gradación normal. El contacto inferior es abrupto e irregular. En esta ceniza la MS alcanza un pico de 172.8 SI en la sección VI-15.

<p>en los cms 84-86 No correlacionan 89-91 cm</p>	
<p>102 IV-22: 107.67-107.71 m VI-16: 108.29-108.36 m 9-15 cm en los cm 20-33 La ceniza está muy perturbada.</p>	<p>Desconocido</p> <p>Tefra compuesta por tres cenizas de tonalidad y textura diferentes. En la parte superior el color es negro y textura fina, mientras que la intermedia es parda y textura muy fina. Finalmente la ceniza inferior es de textura media-gruesa y color pardo claro.</p> <p>La perturbación afecta las cenizas en el núcleo VI (en el IV no están perturbadas), por lo que probablemente se trata de la perturbación por la perforación.</p>
<p>103 IV-22: 107.83-107.92 m VI-16: 108.48-108.54 m 29-35 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Ceniza gris oscura caracterizada por su estratificación. Los estratos más oscuros tienen una textura fina, mientras que las más claras son muy fina.</p> <p>El contacto inferior es abrupto y recto. Esta tefra alcanza un pico de MS de 117.6 SI</p>
<p>104 VI-20: 113.13-113.16 m 60-63 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Ceniza gris oscura de textura fina. En algunas partes hay tonalidades rojizas, probablemente por la oxidación pos-perforación. Alcanza un pico de MS de 43.9 SI. Contacto inferior abrupto y ligeramente irregular.</p>
<p>105 VI-20: 113.31-113.33 m 79-81 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Ceniza negra de textura fina. Ligeramente deformada aparentemente por la perforación.</p>
<p>106 VI-21: 113.71-113.78 m 10-16 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Ceniza negra de textura fina. Está perturbada aparentemente por la perforación. Podría tratarse de una ceniza caída dado que se encuentra en el techo de la sección.</p>
<p>107 Al revés VI-25: 118.61-118.69 m 118.61-118.80 m La ceniza sólo tiene 8 cm. Los picos de MS de 19 cm. Se debe a grietas rellenas de la misma ceniza en el centro de la sección. 68-76 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Ceniza gris oscura caracterizada por su estratificación. Los estratos más oscuros tienen una textura fina, mientras que las más claras son muy fina.</p> <p>El contacto inferior es abrupto e irregular con aparentes grietas rellenas. Las grietas están en el contacto inferior tomando en cuenta que posiblemente la sección esté al revés.</p>
<p>108 Al revés VI-26: 119.60-119.63 m 60-63 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Ceniza de textura fina y color pardo claro. El contacto inferior es abrupto y ligeramente irregular.</p>
<p>109 Al revés VI-26: 119.64-119.69 m 64-67 cm</p>	<p>Desconocido</p> <p>Depósito volcánico que consiste en un lapilli de color gris claro en la parte basal, próximo al contacto inferior y una ceniza negra en el techo. Probablemente ambos depósitos no tengan una relación genética, sin embargo, se describen en conjunto porque se encuentran en contacto, ligeramente mezclados y su espesor individual es muy pequeño.</p> <p>El contacto inferior es abrupto e irregular con aparentes grietas rellenas.</p>
<p>110 Al revés</p>	<p>Desconocido</p> <p>Pequeña ceniza de textura media. Perturbada, color pardo</p>

VI-26: 119.93-119.94 m 93-94 cm 111	Desconocido	Ceniza félsica que varia en tonalidad y textura, siendo parda clara en la base de textura muy fina y ligeramente más oscura y fina en el techo. El contacto inferior es abrupto e irregular.
Al revés VI-27: 120.57-120.65 m 120.45-120.50 m 120-60-120.67 m 33-42 cm 112	Desconocido	Ceniza negra de textura fina-media. En la parte superior es más gruesa y oscura, mientras que en la parte inferior es ligeramente más clara y fina. Contacto inferior abrupto y recto.
Al revés VI-27: 120.89-121.01 m 61-72 cm 113	Desconocido	Ceniza fina-media, color parda El contacto inferior es abrupto e irregular con estructuras de relleno, aparentemente grietas.
VI-28: 121.55-121.58 m 16-18 cm	Desconocido	

APÉNDICE III: TABLA DE LOS FROTIS DESCRITOS

Tabla A: Frotis CHA08-II. Abundancia relativa de los principales componentes de los frotis analizados del núcleo CHA08-II. En la mayoría de las muestras se observa un claro dominio de textural limo-arcilloso. Los componentes minerales no son muy abundantes, si se comparan con la abundancia de los componentes biogénicos, especialmente frústulos de diatomeas.

Tramo	Muestra	Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Núcleo CHA08-II											Litología				
				Textura			Minerales					Biogénico							
				Ar	L	Arc	Pl	Am	Px	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit	Pal	Car	Mrestos	
2	19	1.19	-	A	D	R	C	-	C	R	R	R	R	T	R	-	C	R	Arcilla limosa pardo-grisácea, masiva, con partículas de carbón y materia orgánica
3	37	2.56	-	D	A	R	R	-	R	-	-	-	C	-	R	-	C	C	Ooze de diatomeas, grisáceo, masivo, con carbón y materia orgánica
4sup.	6	3.25	-	D	D	R	R	-	R	-	-	-	D	-	C	-	C	-	Limo con diatomeas, negro, masivo, con materia orgánica y carbón.
6sup.	40	5.59	-	D	D	-	-	-	-	R	-	-	D	-	C	-	R	-	Limo-arcilloso, pardo-oliva, estratificado, con diatomeas y materia orgánica.
6inf.	51	6.61	-	D	D	R	R	-	R	-	R	R	D	-	C	R	C	R	Limo arcilloso, pardo-grisáceo, masivo, con diatomeas y fitolitos.
7sup.	52	7.62	-	D	D	R	-	-	R	C	-	-	A	-	C	R	R	-	Limo arcilloso con diatomeas, pardo-oliva claro, masivo, con fitolitos y vidrio volcánico
7inf.	67	8.77	-	D	D	C	R	-	R	R	-	-	C	-	R	R	R	-	Arcilla con diatomeas, grisáceo, estratificado con plagioclasa y fitolitos.

Prof = profundidad; **Ar** = arena; **L** = limo; **Arc** = arcilla; **Pl** = plagioclasa; **Am** = anfíbol; **Cal** = calcita; **Qtz** = cuarzo; **Vid** = vidrio; **Diat** = diatomeas; **Ostr** = ostrácodos; **Fit** = fitolitos; **Pal** = palinomorfos; **Car** = carbón; **Mrestos** = macrorestos; **D** = dominante (40-100%); **A** = abundante (<40%); **C** = común (<25%); **R** = raro (<5%); **T** = traza (<1%).

Tabla B: Frotis CHA08-III. En el tramo comprendido entre los 11 y 27 m de profundidad del núcleo CHA08-III los sedimentos se caracterizan por un menor contenido en materia orgánica respecto a los anteriores del núcleo CHA08-II. A partir de los 11 m de profundidad se incrementa la abundancia de valvas de ostrácodos. Sin embargo, la abundancia relativa de diatomeas se mantiene similar a las muestras anteriores.

Tramo	Muestra	Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Núcleo CHA08-III														Litología	
				Textura			Minerales							Biogénico					
				Ar	L	Arc	Pl	Am	Px	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit	Pal	Car	Mrestos	
M11	54	11.44	-	D	C	C	R	T	R	C	-	C	-	R	-	R	-	-	Limo con diatomeas, grisáceo, estratificado, con plagioclasa y vidrio volcánico.
M12	57	12.47	-	C	D	C	R	R	R	R	-	C	-	R	R	R	-	-	Arcilla con diatomeas, pardo-oliva, con fitolitos y cristales de cuarzo
M18	54	18.44	-	D	D	R	T	-	R	R	-	A	C	C	R	R	-	-	Limo arcilloso con diatomeas, grisáceo, estratificado, con ostrácodos y fitolitos.
M19	73	19.63	-	D	C	C	R	T	C	R	-	C	D	-	-	-	-	-	Ooze de ostrácodos, pardo-grisáceo, masivo, con diatomeas y plagioclasa.
M21	69	21.47	-	D	C	C	C	R	R	C	R	C	C	R	-	R	-	-	Limo arcilloso con ostrácodos, pardo-oliva, masivo, con diatomeas y plagioclasa.
M22	90	22.68	-	D	C	C	C	-	R	C	R	A	C	R	-	-	-	-	Limo con diatomeas, grisáceo-oliva, masivo, con ostrácodos y plagioclasa.
M24	40	24.18	-	D	A	-	-	-	-	-	-	A	C	-	-	-	C	-	Limo con diatomeas, pardo-grisáceo, masivo, con ostrácodos y arcillas.
M27	35	27.13	-	D	A	C	R	T	R	-	-	D	R	R	-	R	-	-	Limo arcilloso con diatomeas, pardo-oliva, masivo, con plagioclasa y ostrácodos.

Prof = profundidad; **Ar** = arena; **L** = limo; **Arc** = arcilla; **Pl** = plagioclasa; **Am** = anfíbol; **Cal** = calcita; **Qtz** = cuarzo; **Vid** = vidrio; **Diat** = diatomeas; **Ostr** = ostrácodos; **Fit** = fitolitos; **Pal** = palinomorfo; **Car** = carbón; **Mrestos** = macrorestos; **D** = dominante (40-100%); **A** = abundante (<40%); **C** = común (<25%); **R** = raro (<5%); **T** = traza (<1%).

Tabla C: Frotis CHA08-IV. Este tramo se caracteriza por abundantes minerales arcillosos y oozes de diatomeas. Los oozes se concentran en la parte inferior del tramo, intercalados con la facies de limo pardo-grisáceo.

Tramo	Muestra Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Núcleo CHA08-IV															Litología
			Textura			Minerales						Biogénico						
			Ar	L	Arc	Pl	Am	Px	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit	Pal	Car	Mrestos	
2	57	86.97	-	D	D	C	R	-	R	-	-	R	C	R	-	T	-	Limo arcilloso con plagioclasa, pardo, masivo, con ostrácodos y diatomeas.
5	14	89.84	-	D	C	-	-	-	-	-	-	D	-	R	-	-	-	Ooze de diatomeas, pardo-oliva, estratificado, con abundante arcillas.
8	59	93.29	-	D	A	C	R	T	T	-	-	A	-	-	-	-	-	Limo arcilloso, grisáceo-oliva, estratificado, con arcillas y calcita.
9	37	94.07	-	D	D	C	R	-	R	-	R	C	-	R	-	R	-	Limo arcilloso, pardo-oliva, laminado, con plagioclasa y diatomeas.
15	52	100.22	-	A	D	R	-	-	-	-	-	C	R	R	-	R	-	Arcilla limosa con diatomeas, grisáceo-oliva, masivo, con carbón y ostrácodos.
23	20	104.90	-	D	C	-	-	-	-	-	-	D	-	-	-	-	-	Ooze de diatomeas, pardo amarilla, laminada, con poca arcilla.

Prof = profundidad; **Ar** = arena; **L** = limo; **Arc** = arcilla; **Pl** = plagioclasa; **Am** = anfíbol; **Cal** = calcita; **Qtz** = cuarzo; **Vid** = vidrio; **Diat** = diatomeas; **Ostr** = ostrácodos; **Fit** = fitolitos; **Pal** = palinomorfos; **Car** = carbón; **Mrestos** = macrorestos; **D** = dominante (40-100%); **A** = abundante (<40%); **C** = común (<25%); **R** = raro (<5%); **T** = traza (<1%).

Tabla D: Frotis CHA08-V. Los frotis de este núcleo se caracterizan por presentar notables cambios texturales y composicionales. En la parte superior, entre los 29 y 50 m de profundidad, predomina la textura limosa, mientras que a partir de los 50 hasta los 70 m de profundidad se vuelve más arcillosa. Asimismo en la parte superior la fracción biogénica está dominada por ostrácodos, los cuales se hacen más escasos hacia el tramo inferior del núcleo.

Tramo	Muestra	Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Núcleo CHA08-V														Litología		
				Textura				Minerales				Biogénico				Mrestos				
				Ar	L	Arc	Pl	Am	Px	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit		Pal	Car		
1	38	29.38		-	D	A	C	R	-	T	-	-	A	C	R	-	R	-		Limo arcilloso, oliva, estratificado, con diatomeas y ostrácodos.
2	49	30.97		-	D	A	-	-	-	-	-	-	D	R	R	-	-	-		Limo arcilloso con diatomeas, pardo-grisáceo, masivo, con materia orgánica y ostrácodos.
3	23	31.81		-	D	A	C	C	R	R	R	-	R	D	C	R	R	R		Limo arcilloso con ostrácodos, oliva, masivo, con plagioclasa y macrorestos.
4	49	33.05		T	D	C	R	C	R	-	R	-	C	A	C	R	-	-		Limo con ostrácodos, grisáceo-oliva, estratificado, con diatomeas y fitolitos.
5	90	35.05		T	D	C	C	C	R	R	R	-	C	D	R	-	-	-		Ooze de ostrácodos, pardo-amarillo, masivo, con diatomeas y plagioclasa.
7	42	36.82		-	C	D	C	-	-	T	C	R	C	R	R	-	R	-		Arcilla limosa, pardo-oliva, masiva, con diatomeas y ostrácodos.
9	84	40.02		-	D	C	C	C	R	R	C	-	C	C	R	-	T	-		Limo arcilloso, pardo grisáceo, masivo, con diatomeas y ostrácodos.
12	56	43.04		-	D	C	C	R	-	R	T		C	A	R	-	R	-		Limo con ostrácodos, pardo-rojizo, con diatomeas y plagioclasa.
15	75	46.53		-	D	C	C	R	-	-	-	-	C	C	R	-	R	-		Limo con ostrácodos, pardo-grisáceo, masivo, con diatomeas y plagioclasa.
17	95	48.93		-	D	C	C	-	-	R	R	-	C	R	R	-	R	R		Limo arcilloso con diatomeas, pardo-grisáceo, masivo, con plagioclasa.

Núcleo CHA08-V																		
Tramo	Muestra	Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Textura			Minerales						Biogénico				Litología	
				Ar	L	Arc	Pl	Am	Cal	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit	Pal		Car
19	54	50.72	-	D	D	C	-	-	R	R	-	C	C	-	-	T	-	Arcilla limosa, parda, masiva, con plagioclasa y ostrácodos.
20	39	51.67	-	D	D	R	R	-	T	C	-	C	C	R	-	R	-	Limo arcilloso, pardo, estratificado, con ostrácodos, diatomeas y vidrio volcánico.
21	81	53.17	-	D	C	C	C	R	R	C	R	C	R	R	-	-	-	Limo arcilloso, pardo/pardo oscuro, masivo, con diatomeas anfíboles y vidrio volcánico.
22	50	53.96	-	D	C	R	R	-	R	R	-	D	-	-	-	-	-	ooze de diatomeas, negro, masivo, con arcillas.
23	84	55.40	-	D	C	C	C	-	R	R	-	R	-	-	-	-	-	Limo arcilloso con calcita, parda-grisácea, masiva, con diatomeas y plagioclasa.
25	16	56.90	-	D	C	C	C	-	R	R	R	C	A	R	-	-	-	Limo arcilloso con ostrácodos, pardo grisáceo, masivo con abundantes diatomeas.
26	49	58.33	-	D	D	C	C	C	-	T	-	C	R	-	-	-	-	Limo con calcita, pardo-grisáceo, masivo, con diatomeas.
27	35	59.29	-	D	C	R	R	C	R	R	-	D	-	-	-	-	-	Limo con diatomeas, pardo, masivo, con plagioclasa y vidrio.
29	23	61.17	-	D	C	R	-	C	T	R	-	A	-	R	R	-	-	Limo con diatomeas, pardo-oliva, estratificado, con calcita y plagioclasa
30	71	62.77	-	D	C	R	R	-	-	R	-	C	-	R	-	-	-	Limo arcilloso, pardo-grisáceo, masivo, con diatomeas y plagioclasa.
33	93	66.29	-	D	R	R	R	-	-	R	-	A	R	R	-	T	-	Limo con diatomeas, pardo-grisáceo, masivo, con vidrio y arcillas.
35	49	68.05	-	D	C	C	T	-	T	R	-	D	R	-	-	-	-	Ooze de diatomeas, grisáceo, masivo, con vidrio.
36	86	69.48	-	D	D	C	-	T	R	R	-	R	C	-	-	-	-	Limo arcilloso, pardo-oliva, masivo, con pocos ostrácodos

Prof = profundidad; **Ar** = arena; **L** = limo; **Arc** = arcilla; **Pl** = plagioclasa; **Am** = anfíbol; **Cal** = calcita; **Qtz** = cuarzo; **Vid** = vidrio; **Diat** = diatomeas; **Ostr** = ostrácodos; **Fit** = fitolitos; **Pal** = palinomorfos; **Car** = carbón; **Mrestos** = macrorestos; **D** = dominante (40-100%); **A** = abundante (<40%); **C** = común (<25%); **R** = raro (<5%); **T** = traza (<1%).

Tabla E: Frotis CHA08-VI. Este núcleo se caracteriza por presentar un importante cambio entre los tramos 13 y 14, debido a que en medio de ambos hay un hiato de aproximadamente 20 m. El tramo superior, entre los 71 y 85 m de profundidad, está dominado por arcillas y pocos componentes biogénicos, mientras que entre los 106 y 122 predominan los componentes biogénicos, especialmente las diatomeas.

Tramo	Muestra Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Núcleo CHA08-VI															Litología
			Textura			Minerales					Biogénico					Mrestos		
			Ar	L	Arc	Pl	Am	Cal	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit	Pal		Car	
1	43	71.23	-	D	C	C	R	R	C	R	-	R	C	R	-	R	-	Limo arcilloso, pardo-oliva claro, masivo, con ostrácodos y cuarzo policristalino.
3	40	73.43	-	A	D	R	-	-	T	R	-	C	R	R	-	-	-	Arcilla limosa, parda, masiva, con pocas diatomeas.
5	57	75.80	-	A	D	C	-	-	R	C	-	C	-	R	-	-	-	Arcilla limosa, parda, masiva, con diatomeas y fragmentos volcánico-clásticos.
6	46	76.80	-	D	C	R	R	R	R	R	R	C	C	R	-	R	-	Limo con diatomeas, pardo-grisáceo, masivo, con ostrácodos y pocos fitolitos.
9	60	80.34	-	D	D	C	R	-	R	R	-	D	R	R	-	-	-	Ooze de diatomeas, pardo-oliva, laminado, con plagioclasa y vidrio.
9	63	80.37	-	D	D	C	C	-	C	R	R	C	R	R	-	-	-	Limo con diatomeas, pardo-grisáceo, laminado, con plagioclasa y volcánico-clásticos.
10	59	81.43	-	C	D	C	-	-	C	-	-	C	R	C	R	-	-	Arcilla con diatomeas, pardo-grisácea, laminada, con plagioclasa y fitolitos.
12	75	83.79	-	C	D	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	C	-	Arcilla limosa, pardo-oliva, masiva, con carbón y trazas de diatomeas.
13	42	84.52	-	D	D	C	-	-	R	-	-	C	C	R	R	R	-	Arcilla limosa, oliva, masivo, con ostrácodos y diatomeas.
14	3	106.03	-	D	R	-	-	-	-	-	-	D	-	-	-	-	-	Ooze de diatomeas, pardo-amarillo, laminado, con trazas de arcilla.
15	72	107.85	-	D	C	-	-	-	T	-	-	D	-	C	-	-	-	Ooze de diatomeas, pardo-amarillo, laminado, con fitolitos y trazas de cuarzo.
18	60	110.73	-	D	A	-	-	-	-	-	-	D	-	-	-	-	-	Ooze de diatomeas, pardo-amarillo, laminado, con pocos ostrácodos.

Núcleo CHA08-VI																			
Tramo	Muestra Prof. en tr (cm)	Prof. (m)	Textura					Minerales					Biogénico				Litología		
			Ar	L	Arc	Pl	Am	Cal	Qtz	Vid	M. opacos	Diat	Ostr	Fit	Pal	Car		Mrestos	
26	98	119.91	-	C	D	-	-	C	-	-	-	-	-	R	R	R	-	-	Arcilla con calcita, pardo-amarilla, estratificada, con trazas de fitolitos.
27	13	120.21	-	C	D	C	-	R	-	-	-	-	-	C	-	-	-	-	Arcilla limosa, pardo-grisáceo, estratificada, con pocos ostrácodos.

Prof = profundidad; **Ar** = arena; **L** = limo; **Arc** = arcilla; **Pl** = plagioclasa; **Am** = anfíbol; **Cal** = calcita; **Qtz** = cuarzo; **Vid** = vidrio; **Diat** = diatomeas; **Ostr** = ostrácodos; **Fit** = fitolitos; **Pal** = palinóforos; **Car** = carbón; **Mrestos** = macrorestos; **D** = dominante (40-100%); **A** = abundante (<40%); **C** = común (<25%); **R** = raro (<5%); **T** = traza (<1%).