



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**“Historia paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco
entre *ca.* 18 y 5 ka cal AP:
magnetismo ambiental y geoquímica
aplicados a la paleolimnología”.**

T E S I S

Que para obtener el título de:
Licenciado en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A:

Marco Albán Albarrán Santos

Directora de tesis:
Dra. Beatriz Ortega Guerrero



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2018.



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.



**Historia paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco
entre *ca.* 18 y 5 ka cal AP:
magnetismo ambiental y geoquímica
aplicados a la paleolimnología**

Marco Albán Albarrán Santos



Directora de tesis:

Dra. Beatriz Ortega Guerrero



A mis padres, por forjar con su ejemplo el ser que soy hoy
y del cual estoy orgulloso.

A mi hermana, por desear un hermano en tu vida.

A mis sobrinos: Leo, Sami y Rafita. No sé si han de leerla,
pero tengan por seguro que he puesto todo mi amor en ella.

Y a ti, que consultas este trabajo. Espero que, a pesar de sus
imperfecciones, te sea útil en cualquiera que sea tu propósito.

AGRADECIMIENTOS

A los profesores revisores de la tesis: Dra. Elsa Arellano, Dr. Gabriel Vázquez, M. en C. Bernardo García y Dr. Luis Alva. Gracias por su rigurosa corrección, ya que después de ella pude sentirme más satisfecho de este trabajo.

A las profesoras Dra. Margarita Caballero y Dra. Ana Ma. Lizeth Caballero, por su apoyo en el trabajo de campo, por compartir su conocimiento y experiencia durante el desarrollo de esta investigación y por recibirme con agrado en su equipo de trabajo.

Particularmente a la Dra. Lizeth, por su trabajo en la identificación de la Pómez Toluca Superior en mi columna estratigráfica, sin la cual, el entendimiento de mis resultados hubiese sido aún más difícil.

Al financiamiento de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT IN107416 e IN105918, los cuales me apoyaron con una beca para la realización de mi tesis. Gracias por mi comida, por mis pasajes y por muchas otras satisfacciones.

Al Dr. Dario Billardello, el Lic. Luis Rodrigo Martínez Abarca y la Dra. Beatriz, por la medición de los ciclos de histéresis de mis muestras en el Institute for Rock Magnetism (IRM) de la University of Minnesota.

“El IRM es posible gracias al programa de Instrumentación e Instalaciones de la Fundación Nacional de Ciencia (NSF, por sus siglas en inglés), a la Earth Science Division y a fondos de la Universidad de Minnesota.”

A Arnaldo Hernández, por el desarrollo del código de MATLAB[®] utilizado en la estimación de las temperaturas de Curie y Néel y por compartir tu experiencia y amistad conmigo.

Al Laboratorio de Paleoambientes a cargo de la Dra. Socorro, y a Martin Hernández Vásquez, por la determinación de C y N en mis muestras y por las buenas charlas.

Al Laboratorio de Paleoceanografía y Paleoclimas a cargo de la Dra. Ligia Pérez, por los análisis de FRX.

A la Ing. Ismerai Yazmin Reyes Corona, por tu enorme trabajo en el análisis estratigráfico de mis muestras, que fue la base de mi tesis, y por tu amistad.

A Dios, por ponerme en este camino y por las personas que colocó en él.

A mi madre, porque has sido siempre un ejemplo de que no tengo excusa para no esforzarme y una gran amiga.

A mi padre, por enseñarme que, si voy a hacer algo, debo hacerlo bien. Y por tu empeño en que nuestra relación mejore cada día un poco más.

A mi unicornio azul, que no importa cuántas veces ni cuánto tiempo te me pierdas, sé que estás aquí cerquita, caminando delante de mí, allanando mi camino como siempre lo has hecho.

A Roberto y Marco por estar siempre conmigo y guiar mi camino, aunque no los pueda ver con mis ojos. Sé que los alcanzaré algún día.

A Hortencia, Vicente, Roberto y Antonio; por su amor, ya sea que pude disfrutarlo o no, porque aun así me alcanzó y sentó las bases de mi familia.

A mi abue Cris, porque nunca te falta un suéter, un plato de comida, una camita o una oración, cuando los necesito.

A mis tíos, por estar en todo momento pendientes de mis necesidades, materiales y espirituales, y por regalarme su experiencia en mi búsqueda de una vida útil y feliz.

A mis primos, que son un chorro. Por acompañarme en cada etapa de mi vida; por ir a visitarme hasta allá en mi pueblo; por jugar maquinitas conmigo; por hablar de pedos y de caca; por las pijamadas; por las retas de Guitar Hero, Call of Duty, Halo, Resident Evil y Def Jam; por las tardes de WEREVER; por el “¿Sabes una cosa?”; por los batazos (jouch!); por la piromanía; por los juegos de espías; por confiarme sus vivencias; por sus palabras de aliento; por sus consejos; por su ayuda en este trabajo; por su compañía; por considerarme en su vida, no importa cuán lejos estemos o cuántas veces les he fallado. Por esto y muchas cosas más (LOL): ¡gracias!

A mi amigo Bernardo, por ser conducto de aquella puerta que se abrió cuando no sabía hacia dónde caminar; por compartirme tu amor al magnetismo de rocas, por tu dedicación en instruirme en lo académico y lo espiritual, y por enseñarme la pasión por enseñar. Y a Betania, por recibirme también en esa bella familia que comparten.

A mi amiga Beatriz, “la Doc”, como la llamo con mucho cariño sin que ella lo sepa. Por dar a manos llenas todo lo que ha estado en su posibilidad dar. Por darme la oportunidad de conocer el mundo fuera de este país, lo cual borró tantos prejuicios y agregó nuevas aspiraciones. Por su paciencia, su confianza, su reprensión cuando fue necesario, y por darme la oportunidad de enfrentarme a este gran reto que ha llegado a su fin... Por fin.

Al Dr. Luis Alva, por recibirme en su gran equipo de “paleomagos”, dicho con todo el cariño y sin afán de ofender. Y por confiar en mí durante todo este tiempo.

Al todo el equipo de paleomagnetistas del Instituto de Geofísica con quienes he trabajado: Alex, Amar, Dra. Ana Soler, Sr. Antonio, Arnaldo, Dra. Beatriz, Bernardo, Dra. Cecilia, Elliot, Germán, Gildo, Greybin, Dr. Jorge, Dr. Luis, Manuel, Marisa, Miguel, Miriam, Mitsui, Rubén, Sandra, Tania, Verito, Sr. Víctor y Yolo. Porque compartí con ustedes el aula o el laboratorio y todos me han enseñado tanto sobre magnetismo, compañerismo y amistad. You are “the BIG ENCHILADA!”.

A la Sra. Aida, por su compañía desde bien tempranito, por facilitar enormemente mi trabajo y por estar al pendiente de todos nosotros.

A mis ángeles de la carrera: Flor, Xia, Ixch, Fredo, Chuchs, Guads, Alejandro, Ferchi, Magda, Luis, Azálea, Nanci. Porque no hubiese terminado la carrera sin su apoyo, a veces activo y enérgico, y otras con sólo saber que estaban a mi lado.

A mis amigos del Lab: Aldrin, Alex, Brayan, Diana, Fernando, Guadalupe (“men”), Irma, Isme (“men”), Jean, Joanna, Jorge, Lore, Mari Pili, Marquitos, Sandy, Shaila y Wendy. Por regalarme su tiempo en incontables ocasiones para aclarar mis ideas de la tesis, mejorar mi presentación, desahogar mi corazón, darme un abrazo, decir pura “mariguanada”, perder el tiempo, echarnos un pozole, festejar los cumpleaños, ir al cine y hasta bailar. Las tardes no volvieron a ser las mismas desde que los conocí y agradezco enormemente su presencia en mi vida... ¡Disparen los tamales! Pero en el patio, ¿eh?

A Caramelo, Clara Victoria, Diana Laura, Flagüer, Isme, Jazmín Miranda, Jessica Lilian, Nadia Estefanía, Sarah, Sars, Sofía Santos, Tania Camarillo, Xia y Xochi, por su valiosa

opinión en distintos aspectos de mi trabajo, por su amistad, su amor y por enseñarme, como mujeres, grandes lecciones que ningún otro ser pudo haberme regalado.

Al equipo del Institute for Rock Magnetism: Bruce Moskowitz, Mike Jackson, Peat Sølheid, Dario Billardello, Joshua Feinberg, Wyn Williams, Nick Jarboe, Lesleis Nagy, Kathryn Hobart y Mike Volk, por hacer tan grata mi estancia en sus instalaciones y por compartir bastamente su experiencia para mejorar este trabajo.

To my dear friends of grup C, from the 2018 SSRM: Joshua Bridges, Marie-Pier St, Onge, Pinru Huang, Sarah Letaïef, Wenjun Jao, and Arthur Bieber (even when you weren't part of grup C, jaja). Thanks for sharing your time, your culture, your knowledge, your smiles and your effort, both in the project and outside the U of M. Thanks for all the lab sessions, the late-night teamwork, the presentation practice, the meals, the walks around Minneapolis, the cinema, the falls and everything we shared in those few days... I will carry you in my heart.

À mes amies, Arthur, Marie-Pier et Sarah. Merçi pour sa affection et s'amitié. Je n'oublierais jamais ces moments que nous avons vécu. La prochaine fois, nous pouvons peut être checker des "naked beaches", ahah.

À Sarah, pour partager ces jours avec moi, pour m'avoir aidé à me connaître mieux et pour m'offrir ta amitié. Merçi, merçi beaucoup!

A mis maestros: Miss Rocío, Efraín, Miss Cardel, Miss Mari Carmen, profa Dolores, Metztli, Mauro, Luis Terán, Juanita López, Coyote Ara, Richi, Isabel Mejía, Awakatito, Edgar Ángeles, Francisco Mandujano, Michelangelo Martini, profa Chicharro, Paco Beristáin, Bernardo García, Mario Ramos, Marie-Nöelle Guilbaud, Jimena, Felipe Rincón, Juan Patiño, Jorge Limón, Roberto Maldonado, Silke Cram, Helena Cotler, Pilar Ortega, Gaby Gómez, Luis Samayoa, Elsa Arellano, Beatriz Ortega, Margarita Caballero, Luis Alva, Ana Mendivil, Omar Arellano, Brenda Carrasco, Brenda Garcilazo, Alina Franco y Luis Betanzos. Porque cada uno sembró en mi corazón una enseñanza muy importante para mí.

Finalmente, a todos los que no pude recordar al momento de escribir estas líneas, pero que agradezco infinitamente su contribución a este proyecto de mi vida.

(Y sí, casi agradezco hasta al chofer del pesero que me llevó a mi casa aquella noche lluviosa, después de un arduo día de trabajo en el laboratorio, jaja).

I. Datos del alumno

Albarrán Santos
Marco Albán
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
311129751
maalbarrans@ciencias.unam.mx

II. Datos de la tutora

Dra.
Ortega Guerrero
Beatriz

III. Datos del presidente

Dr.
Alva Valdivia
Luis Manuel

IV. Datos del vocal

Dr.
Vázquez Castro
Gabriel

V. Datos de la suplente

Dra.
Arellano Torres
Elsa

VI. Datos del suplente

M. en C.
García Amador
Bernardo Ignacio

VII. Datos del trabajo escrito

Historia paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco entre *ca.* 18 y 5 ka cal AP: magnetismo ambiental y geoquímica aplicados a la paleolimnología.
86 p.
2018

❖ **Fotografía de la portada:**

Perforación de la secuencia XOC17-I, cerca del sitio de colecta de la secuencia XOC16-II. [Fotografía de Marco Albán Albarrán Santos]. (Vivero Nezahualcóyotl. Abril de 2017).

ÍNDICE

RESUMEN.....	- 1 -
AGRADECIMIENTOS	- 2 -
1. INTRODUCCIÓN	- 8 -
1. 1 MARCO TEÓRICO: EL MAGNETISMO AMBIENTAL EN LA PALEOLIMNOLOGÍA.....	- 10 -
1. 2 ANTECEDENTES	- 11 -
1. 3 HIPÓTESIS	- 12 -
1. 4 OBJETIVOS	- 12 -
1. 5 MARCO GEOLÓGICO DE LA SUBCUENCA DE XOCHIMILCO	- 12 -
1. 5. 1 Sierra de Las Cruces	- 14 -
1. 5. 2 Cerro de la Estrella.....	- 14 -
1. 5. 3 Sierra Santa Catarina.....	- 15 -
1. 5. 4 Campo Volcánico Chichinautzin.....	- 15 -
1. 5. 5 Sierra Nevada.....	- 16 -
1. 5. 6 Nevado de Toluca	- 17 -
2. METODOLOGÍA	- 19 -
2. 1 PERFORACIÓN Y MUESTREO DEL SEDIMENTO	- 19 -
2. 2 ELABORACIÓN DEL MODELO DE EDAD.....	- 19 -
2. 3 MEDICIÓN DE LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS	- 20 -
2. 4 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS	- 24 -
3. RESULTADOS	- 26 -
3. 1 ESTRATIGRAFÍA DE LA SECUENCIA XOC16-II.....	- 26 -
3. 2 MODELO DE EDAD DE LA SECUENCIA XOC16-II	- 28 -
3. 4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS	- 30 -
3. 5 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS TEFRAS	- 32 -
3. 5. 1 Pómez Tutti Frutti, Pómez Toluca Superior y Cz-0.27	- 32 -
3. 5. 2 Cz-2.06 y Cz-1.67.....	- 36 -
3. 6 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS SEDIMENTOS.....	- 38 -
3. 6. 1 Unidad magnética III (2.47 – 1.04 m).....	- 38 -
3. 6. 2 Unidad magnética II (1.04 – 0.25 m)	- 42 -
3. 6. 3 Unidad magnética I (0.25 – 0 m)	- 45 -
3. 7 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS	- 46 -
3. 7. 1 Unidad magnética III.....	- 46 -
3. 7. 2 Unidad magnética II	- 48 -
3. 7. 3 Unidad magnética I.....	- 48 -
4. DISCUSIÓN	- 49 -
4. 1 EFECTO DE LA MINERALOGÍA MAGNÉTICA EN EL COCIENTE MRA/MRI_{100} Y LOS DIAGRAMAS DE DAY Y M_{rs}/C_t VS H_{cr}	- 49 -
4. 2 MINERALOGÍA DE LOS GRANOS ULTRAFINOS SP	- 50 -
4. 3 INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECUENCIA XOC16-II	- 51 -
4. 3. 1 Deglaciación del Pleistoceno tardío (17.9 – 11.7 ka).....	- 52 -
4. 3. 2 Holoceno Temprano y Medio (11.7 – 5 ka).....	- 58 -
4. 4 COMPARACIÓN CON OTROS REGISTROS LACUSTRES DEL CENTRO DE MÉXICO.....	- 62 -
4. 4. 1 Deglaciación del Pleistoceno tardío en Chalco y Chignahuapan.....	- 63 -

4. 4. 2 Holoceno Temprano y Medio en Chalco y Chignahuapan.....	- 65 -
4. 4. 3 Comparación de las secuencias.....	- 65 -
5. CONCLUSIONES	- 67 -
ANEXO A. TEORÍA DEL MAGNETISMO DE ROCAS	- 70 -
A.1 COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO E IDENTIFICACIÓN DE MINERALES MAGNÉTICOS.....	- 70 -
A. 2 DETERMINACIÓN DEL TAMAÑO DE GRANO	- 76 -
6. REFERENCIAS	- 78 -

RESUMEN

Las secuencias sedimentarias lacustres son una importante fuente de información paleoambiental. A través del análisis de diversos indicadores preservados en los sedimentos lacustres, es posible descifrar la historia de los cambios climáticos y ambientales de una región. Esta tesis presenta una reconstrucción de las condiciones paleoambientales entre *ca.* 18 y 5 ka cal AP (miles de años calibrados antes del presente) en la cuenca de Xochimilco, centro de México, a partir de un estudio de magnetismo ambiental, que combina análisis de propiedades magnéticas con parámetros geoquímicos en una secuencia sedimentaria lacustre colectada en un sitio cercano al depocentro de la misma.

Con ese propósito se analizó un conjunto de propiedades magnéticas: susceptibilidad magnética (χ), susceptibilidad dependiente de frecuencia ($\chi_{fd}\%$), susceptibilidad en función de la temperatura, adquisición de magnetización remanente isotermal (MRI), y parámetros derivados de los ciclos de histéresis (M_s , M_{rs} , H_c , H_{cr}); así como de indicadores no magnéticos, tales como: cuantificación de elementos mayores, y determinaciones de carbono orgánico (COT), carbono inorgánico (CIT), y nitrógeno total. Se elaboró un modelo de edad basado en un fechamiento de ^{14}C y las edades calibradas de dos marcadores estratigráficos presentes en la secuencia: la Pómez Tutti Frutti y la Pómez Toluca Superior.

Las variaciones de los parámetros analizados responden a las oscilaciones globales climáticas reconocidas durante el periodo analizado. Durante la deglaciación (17.9 – 11.7 ka), en general existió un escaso desarrollo de la vegetación terrestre y un aporte moderado de detritos a la cuenca, en el que la mineralogía magnética estuvo dominada por titanomagnetitas. Durante este intervalo, en el evento Heinrich 1 (~17 – 15.8 ka), relativamente frío y húmedo, se reconoce un aumento en la erosión con vegetación terrestre incipiente alrededor del lago. Las condiciones relativamente más cálidas del periodo Bølling–Allerød (~15 – 13 ka) se caracterizan por la expansión de la vegetación, y el desarrollo de suelo, y un aumento en los minerales magnéticos de origen pedogénico como goethita, además de la formación de magnetosomas biogénicos. El inicio del Younger Dryas (~13 – 11.7 ka) marca un decremento en la humedad, a la par de una reducción de la vegetación con respecto al B/A.

La transición del Pleistoceno al Holoceno está marcada por un cambio importante en los sedimentos. En el Holoceno temprano (11.7 – 8.2 ka), se infieren condiciones secas que provocaron la disminución del nivel lacustre y el aumento de la concentración de sales, así como la presencia de hematita ultrafina superparamagnética (SP). Durante el Holoceno

medio (8.2 – 6.1 ka), se infiere un retorno a condiciones más húmedas, que favorecieron el desarrollo de la cobertura vegetal terrestre y la disminución de concentración de sales en el agua. Se propone que la relación precipitación/evaporación que controló los niveles del lago en los periodos mencionados estuvo gobernada por la insolación diurna de primavera y verano a 19 ° de latitud N.

En los sedimentos más superficiales de la secuencia (6.1 – 5 ka), se encontraron múltiples minerales magnéticos (titanomagnetita, goethita, magnetita, y hematita), y alto aporte detrítico. Estas características, la compleja mineralogía y el aumento de la escorrentía asociado a la deforestación de la cuenca, se atribuyen a la ocupación humana y los procesos pedogénicos.

En general, se advirtió que los intervalos cálidos están acompañados por un aumento de la precipitación de carbonatos y de la proporción de hematita/goethita, evidenciados por valores altos de CIT y relativamente bajos de S_{300} , respectivamente.

La secuencia XOC16-II muestra que el lago de Xochimilco comparte similitudes paleoambientales con Chalco y Chignahuapan, como el registro de los eventos cálidos y fríos de la deglaciación, o el aumento de hematita/goethita durante los eventos cálidos, sin embargo, responde de manera particular ante los cambios ambientales regionales.

Palabras clave: Xochimilco, magnetismo ambiental, Pleistoceno tardío, Holoceno.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 MARCO TEÓRICO: EL MAGNETISMO AMBIENTAL EN LA PALEOLIMNOLOGÍA

La Paleolimnología es el estudio de las secuencias sedimentarias formadas en los lagos que brindan información sobre la evolución de estos cuerpos de agua epicontinentales. Los lagos ofrecen registros de alta resolución de procesos que ocurrieron en su entorno y en el lago mismo. Una de las muchas herramientas para aprovechar la información contenida en los sedimentos lacustres es el *magnetismo ambiental*. Esta ciencia se basa en que todos los materiales existentes tienen propiedades magnéticas que los distinguen de otros (Evans y Heller, 2003). Utilizando técnicas magnéticas en laboratorio es posible inferir la identidad de los diferentes minerales magnéticos sin necesidad de observarlos directamente.

En los sedimentos lacustres, el análisis de propiedades magnéticas permite determinar la mineralogía (i.e., el tipo de mineral magnético), la concentración y la distribución del tamaño de grano de los minerales magnéticos presentes. Tales propiedades varían en respuesta a procesos geológicos (tipo de roca original, erosión, volcanismo, etc.), cambios climáticos, los procesos mismos del lago (diagénesis y autigénesis) y actividad humana (Sandgren y Snowball, 2001). Por ello, a través del análisis de las propiedades magnéticas es posible establecer la relación entre estas tres variables (mineralogía, concentración, tamaño), y las condiciones paleoambientales. Ya que estas tres variables pueden depender de varios procesos, usualmente las propiedades magnéticas se integran con paleoindicadores biológicos o geoquímicos para elaborar un modelo más robusto de las fluctuaciones ambientales. Una de las ventajas de la utilización de propiedades magnéticas es que pueden realizarse con resoluciones estratigráficas difíciles de obtener en otros indicadores, y los costos de operación y el tiempo de análisis son menores (Ortega-Guerrero *et al.*, 2000; Sandgren y Snowball, 2001).

1. 2 ANTECEDENTES

Un antiguo sistema de lagos de relevancia en el centro de México es el que se desarrolló en la cuenca de México durante el Pleistoceno, compuesto por 6 cuerpos lacustres: Tecocomulco, Zumpango, Xaltocan, Texcoco, Xochimilco y Chalco (Lozano-García *et al.*, 2015). Varios de estos cuerpos de agua se desecaron por intervención del ser humano después de la época prehispánica debido a los problemas de inundación que eran recurrentes en la ciudad de México, causando un aumento de temperatura en superficie por la extinción del sistema lacustre y el crecimiento urbano (Garay, 1888; Junta Directiva del Desagüe del Valle de México, 1902; Martínez, 1948; Ruiz-Angulo y López-Espinoza, 2015).

En el lago de Xochimilco persiste el sistema de producción agrícola de canales y chinampas; un vestigio cultural único en el mundo por el cual Xochimilco está inscrito en la lista de patrimonio cultural de la humanidad de la UNESCO. Este sistema fue una base importante de alimentación para las culturas al sur de la cuenca, cuyos registros de ocupación más antiguos se remontan a 6.15 ka cal AP (McClung y Acosta, 2015). A diferencia de otros lagos de la cuenca de México, el único estudio paleolimnológico publicado de Xochimilco hasta la fecha es la tesis de licenciatura de Reyes Corona (2017). La autora describió las características litoestratigráficas de la secuencia XOC16-II, cuya temporalidad estableció entre ~18 – 1.75 ka cal AP, y utilizó perfiles de Ti, Fe, Ca, Si/Ti, Fe/Ti y susceptibilidad magnética para interpretar los cambios ambientales de ese periodo.

El presente estudio de la secuencia XOC16-II en la subcuenca de Xochimilco permitirá complementar las interpretaciones paleoambientales derivadas de los registros lacustres de las otras subcuencas de la cuenca de México (e.g. Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999; Ortega-Guerrero, *et al.*, 2000), así como reconocer las particularidades de la evolución ambiental y geológica de la cuenca de estudio.

1. 3 HIPÓTESIS

- 1) El registro lacustre de Xochimilco es sensible a variaciones ambientales que pueden ser mejor documentadas a través del magnetismo ambiental y estudios de geoquímica.
- 2) Las variaciones ambientales de la parte final del último glacial y el Holoceno ejercieron un control en la mineralogía magnética que puede ser caracterizado con las propiedades magnéticas de la secuencia XOC16-II.
- 3) La historia de ocupación humana ha alterado la parte superior del registro sedimentario de la secuencia XOC16-II, por lo tanto, se espera que las propiedades magnéticas reflejen condiciones de alteración en esa parte de la secuencia.

1. 4 OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es determinar las variaciones paleoambientales ocurridas del final del Pleistoceno al Holoceno en la subcuenca de Xochimilco, registradas en la secuencia lacustre XOC16-II, a través del análisis de propiedades magnéticas e indicadores geoquímicos.

En particular, se determinarán las características de la mineralogía magnética a través de: a) conocer el tipo de minerales magnéticos presentes en los sedimentos; b) determinar la concentración de partículas magnéticas; y c) definir la distribución de tamaño de partículas. Los resultados se integrarán con cuantificaciones de Ti, Fe, Ca, carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT), y las relaciones elementales Fe/Ti, Si/Ti, Ca/Ti y C/N, para robustecer la interpretación de los procesos ambientales. Finalmente, se comparará el modelo de las condiciones ambientales inferidas en la cuenca de Xochimilco con los registros regionales, con el propósito de ampliar el panorama de las condiciones paleoambientales del centro de México.

1. 5 MARCO GEOLÓGICO DE LA SUBCUENCA DE XOCHIMILCO

La subcuenca de Xochimilco comprende la porción suroccidental de la cuenca de México (Figura 1.b). La cuenca de México (CM), es una cuenca endorreica intra arco de origen tectónico y volcánico (De Cserna, *et al.* 1988; Enciso-de la Vega, 1992; Ferrari *et al.*, 2012; Arce *et al.*, 2013). Se encuentra en la región centro-este del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT; Figura 1.a), el cual es resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica (Pardo y Suárez, 1995).

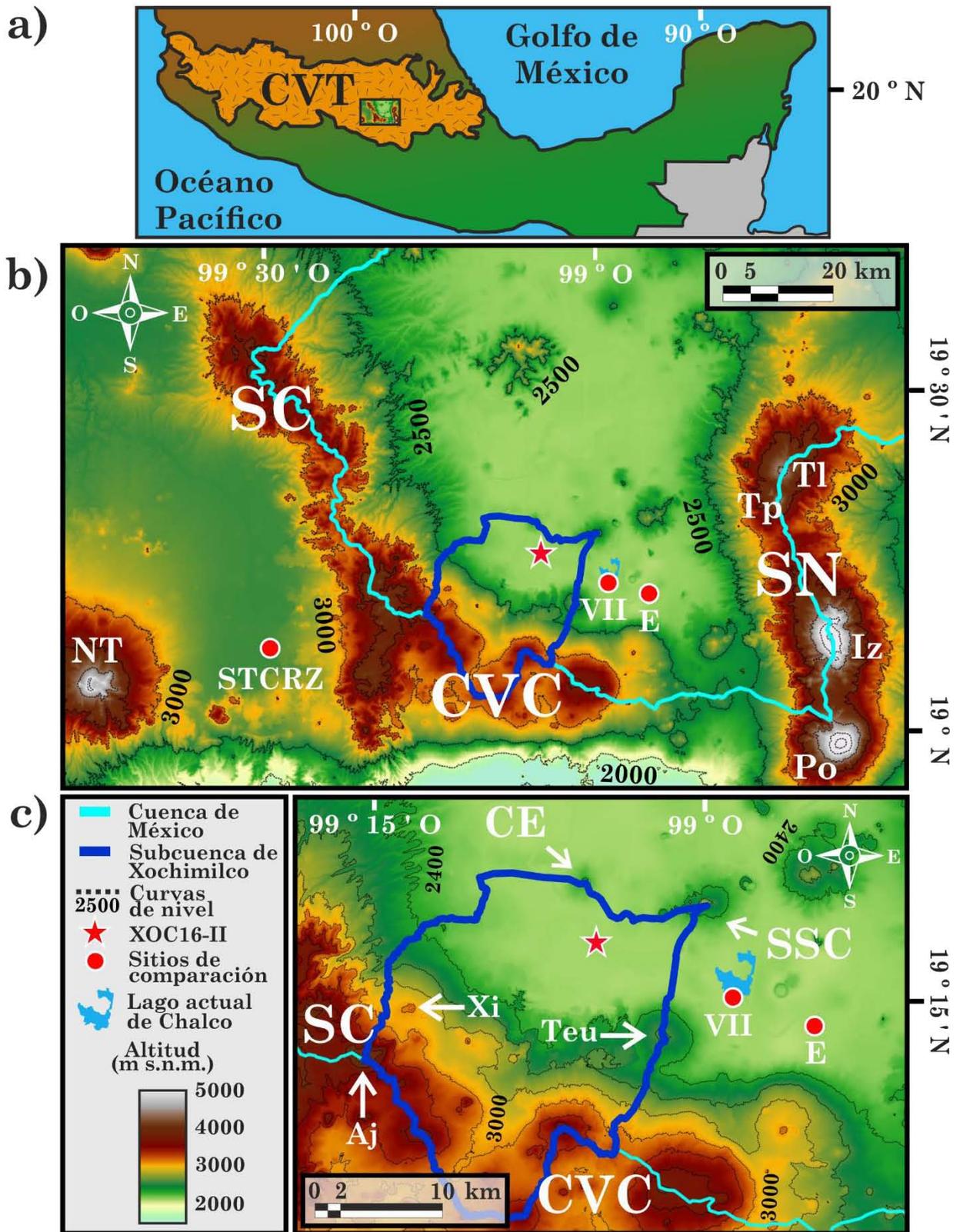


Figura 1. a) Localización de la cuenca de México en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). b) Ubicación de la subcuenca de Xochimilco. Modelo de elevación de terreno elaborado con base en el Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM 3.0) de INEGI. Sitios de comparación referidos en el capítulo 4 (puntos rojos): STCRZ, lago de Chignahuapan; VII (CHA11-VII) y E, lago de Chalco. c) Localización de la secuencia XOC16-II (estrella roja) dentro de la subcuenca de Xochimilco. SC: Sierra de las Cruces, Aj: Ajusco, CE: Cerro de la Estrella SSC: Sierra Santa Catarina, Te: Teuhtli, CVC: Campo Volcánico Chichinautzin, Xi: Xitle, SN: Sierra Nevada, TI: Tlálloc, Tp: Telapón, Iz: Iztaccíhuatl, Po: Popocatepetl; NT: Nevado de Toluca.

La orientación E–O del CVT se definió hace aproximadamente 16 Ma y ha permanecido relativamente estable hasta la actualidad. La composición del CVT ha sido muy variable desde su inicio, comenzando con una composición andesítica y sucesivas etapas de magmatismo tanto silícico como máfico (Ferrari *et al.*, 1994; 2012).

Al suroeste de la CM se ubica la subcuenca de Xochimilco (Figura 1.b). Cuenta con una extensión superficial de 480 km², limitada por las latitudes 19° 5' y 19° 20' N y las longitudes 99° y 99° 15' O, a una elevación promedio de 2,240 m s. n. m. (PAOT, 2008).

La subcuenca de Xochimilco está bordeada por numerosas elevaciones montañosas de origen volcánico. El volcán Ajusco, en la Sierra de las Cruces, forma el límite oeste de la cuenca (Figura 1.b y 1.c). Al norte, el Cerro de la Estrella y la Sierra Santa Catarina. Al este, la divisoria consiste en un alto topográfico formado entre la Sierra Santa Catarina y el volcán Teuhtli, el cual la separa de la subcuenca de Chalco. Al sur el Campo Volcánico Chichinautzin. El volcán Nevado de Toluca y el Popocatepetl en la Sierra Nevada se localizan fuera de esta subcuenca, sin embargo, la naturaleza de su actividad volcánica explosiva ha permitido que importantes depósitos originados en estos estratovolcanes se encuentren en la cuenca de México (Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015; Figura 1.b).

1. 5. 1 Sierra de Las Cruces

Es una sierra volcánica orientada NNO–SSE constituida de ocho estratovolcanes emplazados por extensos derrames de lava y domos de composición andesítico-dacítica. Se intercalan con flujos piroclásticos de bloques y cenizas, flujos de pómez, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y lahares. La edad más antigua, al norte de la sierra, corresponde a La Catedral, con 3.71 ± 0.4 Ma, mientras que la edad más joven se reporta en el volcán Ajusco, con 0.394 ± 0.155 Ma (Figura 1. c). No obstante, este volcán representa la actividad eruptiva más antigua en la subcuenca de Xochimilco (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Arce *et al.*, 2008; García-Palomo *et al.*, 2008).

1. 5. 2 Cerro de la Estrella

Se define como un volcán escudo con forma radial, coronado por un cono de escorias. Tiene composición andesítica y textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Actualmente no existe ninguna edad radiométrica de esta estructura, pero se considera que es de mayor antigüedad que la sierra Santa Catarina, con la que no comparte relación genética (Arce *et al.*, 2015; Ortiz Enríquez, 2017).

1. 5. 3 Sierra Santa Catarina

Es una sierra volcánica conformada por siete volcanes monogenéticos. De oeste a este: Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón, Tecuatzi, Mazatepec, Santa Catarina y La Caldera. Tecuatzi es un domo de lava, La Caldera un maar y el resto son conos de escoria con derrames de lava asociados (Arce *et al.*, 2015). Datos geoquímicos indican que la composición mineralógica de los productos de Santa Catarina varía de intermedia a máfica, de composición andesítica, traqui-andesítica, basalto traqui-andesítica y andesita basáltica. Se ha reconocido una evolución en el estilo eruptivo, mismo que inició con una fase hidromagmática, seguida de una fase estromboliana y que culminó con un evento efusivo (Ortiz Enríquez, 2017).

El estudio geomorfológico de Lugo-Hubp *et al.*, (1994) propuso que la edad de la sierra probablemente es menor a 20,000 años, basado en el fechamiento de otros volcanes que presentan una morfología similar y la edad de los sedimentos de la planicie lacustre contigua. Este trabajo sugiere que el Yuhualixqui es el más antiguo de los siete volcanes y la edad del resto decrece hacia el oriente. Layer *et al.* (2009) y Arce *et al.* (2015) consideran que la edad de Santa Catarina es holocénica. Sin embargo, a partir de cinco fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se determinó una edad entre 23 y 132 ka para el volcanismo de esta sierra (Jaimes–Viera *et al.*, 2018).

1. 5. 4 Campo Volcánico Chichinautzin

Al sur de la cuenca de México se extiende un campo volcánico integrado por 221 volcanes monogenéticos desde el Nevado de Toluca hasta el Popocatepetl: el Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) (Márquez *et al.*, 1999; Figura 1.b). Su composición es calciocalina-alcalina heterogénea: basáltica, traquibasáltica, andesítica y dacítica (Arce *et al.*, 2013). La mayoría de los volcanes están alineados en un rumbo E – W. Se distinguen tres tipos de estructuras: conos de escoria con flujos de lava asociados (e.g., Xitle), volcanes escudo coronados por un cono (e. g., Teuhtli) y domos de lava (e.g., Tabaquillo). La edad mínima reportada para el campo pertenece al volcán Xitle, con 1,580 años cal AP (Siebe, 2000).

Mooser (1963) propuso que el drenaje que conectaba la cuenca de México con la cuenca de Cuernavaca se cerró por la formación del CVC en el Pleistoceno, bloqueando el cauce de los ríos que escurrían hacia el sur. No obstante, fechamientos más recientes en rocas al sur y oeste del Campo Volcánico Chichinautzin llevaron a la conclusión de que el magmatismo del campo comenzó al menos hace 1.2 Ma (Arce *et al.*, 2013). El cierre del drenaje de la cuenca permitió la formación de los cuerpos lacustres en sus planicies. Zumpango y Xaltocan se

localizan al norte, al centro Texcoco y Xochimilco y Chalco al sur (Lozano-García *et al.*, 2015; Figura 2). Tecocomulco, que no se muestra en la figura 2, se ubica al noreste de la cuenca de México.



Figura 2. Mapa de la cuenca de México a la llegada de los españoles, ca. 1519 d. C. Se observan los lagos de Zumpango y Xaltocan al norte; el lago de Texcoco en el centro y los lagos de Xochimilco y Chalco al sur. No se muestra el oriente de la cuenca, donde se ubica el lago de Tecocomulco. Se añadió el polígono de la actual Ciudad de México (CDMX) como apoyo en la ubicación antigua de los lagos. Modificado de Séhmur (2010).

1. 5. 5 Sierra Nevada

Constituye el parteaguas oriental de la cuenca de México y se compone de cuatro estratovolcanes. De norte a sur: Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Tláloc y Telapón han expulsado pocos productos andesíticos, abundantes dacíticos e importantes productos riolíticos. Los productos de Iztaccíhuatl y Popocatepetl son abundantemente andesíticos, con menor composición dacítica y escasos riolíticos. (Cadoux *et al.*, 2011; Macías *et al.*, 2012).

El volcanismo de la sierra comenzó en el edificio denominado Paleo-Tláloc hace 1.8–1.4 Ma. Más recientemente el Popocatepetl inició su actividad en el edificio antiguo Nexpayantla, aproximadamente a los 0.32 Ma, sin embargo, ha tenido numerosas erupciones más recientes durante el Pleistoceno y Holoceno (Siebe *et al.*, 1996; Arana-Salinas *et al.*, 2010; Macías *et al.*, 2012; Siebe *et al.*, 2017). Una de ellas, la erupción pliniana de 14.065 ±.5/-.47 ka AP con dispersión predominante hacia el NO del volcán, produjo un depósito de caída (tefra)

identificado en diferentes sitios de la cuenca de México conocido como “Pómez Tutti Frutti” (PTF) (Siebe *et al.*, 1997; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 2000; Sosa-Ceballos *et al.*, 2012; Figura 3.a).

1. 5. 6 Nevado de Toluca

Es un estratovolcán localizado 74 km al OSO del sitio de colecta de la secuencia XOC16-II. Sus primeros productos fueron lavas andesíticas emplazadas entre ~2.5 y 1.3 Ma AP, proseguidas de un largo periodo de inactividad. El emplazamiento de productos piroclásticos dacíticos hace 13 ka cal AP interrumpió la fase de quietud por aproximadamente 2.5 ka (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel *et al.*, 1981; Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; 2006). Durante este último intervalo de actividad ocurrió la erupción pliniana denominada “Pómez Toluca Superior” (PTS). La dispersión predominante de la erupción de la PTS fue al NE del cráter. Su estratigrafía se compone de cuatro depósitos de caída, cuatro de flujos piroclásticos y dos de oleadas piroclásticas. La columna eruptiva del tercer depósito de caída se estimó en 42 km de altura y sus productos se han encontrado en la cuenca del Alto Lerma y en la subcuenca de Chalco, ~90 km lejos del cráter (Lozano-García *et al.*, 1993; Caballero *et al.*, 2002; Arce *et al.*, 2003; 2006; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015; Figura 3.b).

Las tefras PTF y PTS juegan un papel importante en la correlación de eventos paleoambientales ya que se utilizan como marcadores estratigráficos de edad conocida en las secuencias sedimentarias de los lagos donde se han identificado (Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Ortega-Guerrero *et al.*, 2015).

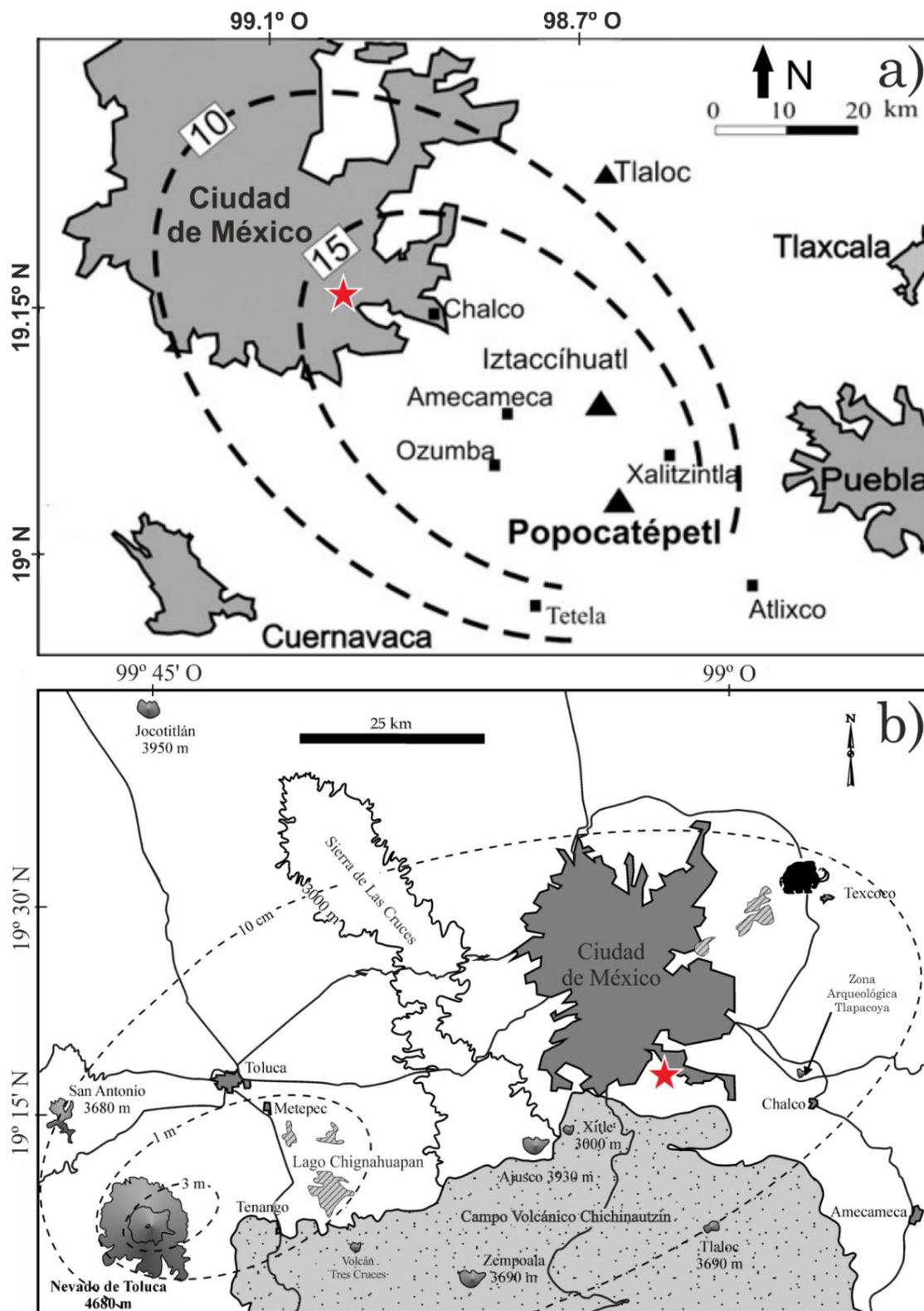


Figura 3. Mapa de distribución de los depósitos de caída de la Pómez Tutti Frutti (PTF) y Pómez Toluca Superior (PTS). La estrella roja marca la localización de la secuencia XOC16-II. a) Distribución de la PTF. Las líneas punteadas representan isopacas (curvas de igual espesor del depósito) en cm basadas en los sitios más lejanos donde ha sido encontrada la PTF. Los triángulos indican volcanes de la Sierra Nevada. Modificada de Sosa-Ceballos *et al.* (2012). b) Distribución de la PTS. Las isopacas corresponden al espesor combinado del 2º y 3º depósito de caída de la PTS. Modificada de Arce *et al.* (2003).

2. METODOLOGÍA

2.1 PERFORACIÓN Y MUESTREO DEL SEDIMENTO

La secuencia estratigráfica lacustre XOC16-II se colectó dentro del Vivero Nezahualcóyotl, delegación Xochimilco, en las coordenadas 19° 17' 47.98" N, 99° 04' 55.62" O (Figura 1.c). Se utilizó un nucleador de pistón tipo Livingstone modificado y tubos de acero de 8 cm de diámetro. Se perforaron tres secciones de 84 cm, 83 cm y 80, cm haciendo un total de 2.47 m perforados. La recuperación íntegra de la secuencia estratigráfica no fue posible ya que el sedimento se compactó dentro de los tubos de acero y evitó la extracción del material. Por lo tanto, se utilizaron espátulas para retirar manualmente el sedimento del tubo y almacenarlo en bolsas de plástico a cada dos centímetros o cada vez que se identificó un cambio de color y textura importante en el sedimento, registrando en cada caso la profundidad correspondiente del material extraído. Debido al procedimiento de recuperación manual del sedimento, a pesar de haber sido minucioso, es posible que el material cercano a los contactos de las diferentes litologías se encuentre contaminado por el material adyacente.

2.2 ELABORACIÓN DEL MODELO DE EDAD

El modelo de edad se elaboró a partir de la interpolación lineal de las edades calibradas de los marcadores estratigráficos reconocidos: la Pómez Tutti Frutti y la Pómez Toluca Superior, y la edad de ^{14}C de un concentrado de ostrácodos colectado a 0.82 m de profundidad. Las edades de radiocarbono se calibraron con el programa OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 2009) utilizando la curva de calibración IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013). Con ellas se calculó una regresión lineal para estimar la edad de los sedimentos superficiales. Asimismo, se consideró el depósito de las tefras como instantáneo (Lozano-García *et al.*, 2015) y se asumió una tasa de sedimentación constante entre los tres niveles de edad conocida para asignar una temporalidad a la secuencia. Todas las edades reportadas en este trabajo están calibradas antes del presente (AP). Los fechamientos de ^{14}C en los trabajos consultados se calibraron mediante el mismo procedimiento que las muestras utilizadas en el modelo de edad.

2. 3 MEDICIÓN DE LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Para los estudios de propiedades magnéticas se realizó un muestreo a cada 10 cm de la estratigrafía, y cada 2 cm donde se observaron variaciones muy continuas en el sedimento. En total se obtuvieron 47 muestras colectadas en cubos de acrílico de 8 cm³.

En caso de que el lector no esté familiarizado con la teoría del magnetismo de rocas, se recomienda revisar el Anexo A “Teoría del magnetismo de rocas” antes de continuar.

Se midió la susceptibilidad magnética total (χ_t) y la susceptibilidad dependiente de frecuencia ($\chi_{fd}\%$) en un sistema Bartington MS2B de dos frecuencias (470 Hz y 4700 Hz). La susceptibilidad ferrimagnética (χ_f) se calculó como la diferencia entre la χ_t y la contribución paramagnética en los ciclos de histéresis (χ_p).

Los ciclos de histéresis fueron medidos a temperatura ambiente en un magnetómetro VSM (micro-vibrating sample magnetometer) de Princeton Measurement Corporation, en el Institute for Rock Magnetism perteneciente a la Universidad de Minnesota. Se utilizaron incrementos de 5 mT hasta un campo máximo de 1 T. A partir de ellos se obtuvieron los parámetros de magnetización de saturación (M_s), magnetización remanente de saturación (M_{rs}), y coercitividad (H_c), tras realizar la corrección y se corrigieron por la contribución paramagnética. por la contribución paramagnética. La coercitividad remanente (H_{cr}) se obtuvo en el mismo equipo, por medio de la desmagnetización con campos directos en incrementos de 2 y 5 mT aplicados en dirección opuesta a un campo de 1 T previamente impartido.

Los cocientes de los parámetros de histéresis (M_{rs}/M_s y H_{cr}/H_c) se graficaron en un diagrama de Day junto con las curvas de mezcla DS+MD y DS+SP (10 nm) y los límites de tamaño de grano DS–DPS y DPS–MD propuestos por Dunlop (Day *et al.*, 1977; Dunlop, 2002a).

La medición de remanencias (MRA y MRI) se realizó en 37 muestras seleccionadas, las cuales se midieron en un magnetómetro de giro AGICO JR-6 en el Laboratorio de Magnetismo de Rocas del Instituto de Geofísica de la UNAM. A partir de las remanencias se obtuvieron las curvas de adquisición de MRI y la magnetización remanente isothermal de saturación (MRIS). Asimismo, se calculó la susceptibilidad de MRA (χ_{MRA}), los cocientes S a 100 y 300 mT (S_{100} y S_{300}), la magnetización isothermal dura (MRID), el cociente L, y los cocientes MRA/MRI_{100} y $\chi_{MRA}/MRIS$. El uso de los cocientes S y la MRID como indicadores de la abundancia de minerales antiferromagnéticos se evaluó con el cociente L (Liu *et al.*, 2007). La Tabla 1 muestra las condiciones analíticas de cada propiedad medida, las fórmulas con que se

Tabla 1. Propiedades magnéticas, instrumentación y condiciones analíticas, e interpretación de las propiedades.

Propiedad magnética	Instrumentación y condiciones analíticas	Interpretación
Susceptibilidad magnética total (χ_t)	Bartington MS3B a 470 Hz de frecuencia, con un periodo de medición de 10 s. Se realizó una corrección por temperatura.	Es indicadora de concentración de minerales magnéticos. Es la suma de las contribuciones de minerales ferrimagnéticos, antiferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos en la muestra.
Susceptibilidad ferri-magnética (χ_f) y para-magnética (χ_p)	La χ_f se calculó al restar la contribución paramagnética χ_p de la χ_t , estimada de la pendiente del campo máximo en los ciclos de histéresis.	Es indicadora de concentración de minerales ferrimagnéticos, una vez que se ha eliminado la contribución de susceptibilidad debida a los paramagnéticos, diamagnéticos y antiferromagnéticos.
Susceptibilidad de MRA (χ_{MRA})	Desmagnetizador Molspin Limited de campos alternos con bobina interna para impartir MRA. Campo directo: 50 μ T; campo alterno decreciente: 100 mT.	Indica concentración de partículas magnéticas, aunque es particularmente sensible a la presencia de granos DS (Lasca <i>et al.</i> , 2015; Peters y Dekkers, 2003).
MRI de Saturación (MRIS)	Magnetizador de pulsos ASC Scientific IM-10. Pulso de campo magnético directo de 1000 mT.	Es indicadora de la concentración de minerales magnéticos, cuando el tamaño de partícula y mineralogía permanecen relativamente constantes.
Curva de adquisición de MRI	Magnetizador de pulsos ASC Scientific IM-10. Campos impartidos: 5, 10, 20, 50, 100, 150, 200, 300, 500, 800 y 1000 mT.	Permite observar el espectro de coercitividades remanentes (H_{cr}) de la muestra.
Susceptibilidad dependiente de la temperatura (κ -T)	Bartington MS2W. Tasa de calentamiento de 11 $^{\circ}$ C/min hasta 680 $^{\circ}$ C de temperatura, bajo atmósfera de aire.	Permite conocer las temperaturas de Curie/Néel (T_C/T_N) de los minerales presentes en la muestra y observar transformaciones mineralógicas a alta temperatura.
Cociente S (S_{100} y S_{300})	VSM de Princeton Measurement Corporation. Campos directos en dirección opuesta a un campo de 1 T previamente aplicado. Calculado como: $\frac{-MRI_x}{M_{rs}}$ donde x es la magnitud del campo aplicado: -100 mT o -300 mT.	Estima la proporción relativa de minerales “suaves” (e.g. magnetita y titanomagnetita) con respecto a los minerales “duros” (e.g. hematita y goethita). Valores cercanos a 1 indican que la mineralogía está dominada por minerales suaves mientras que valores menores, incluso negativos, indican una mayor proporción de minerales duros (Liu <i>et al.</i> 2007).

Magnetización Remanente Isotermal Dura (MRID)	$0.5 * (MRIS + MRI_{-300mT})$	Es una medida absoluta de la remanencia magnética debida a los minerales duros (Liu <i>et al.</i> 2007; 2012).
Cociente L (L)	$L = \frac{(MRIS + MRI_{-300mT})}{(MRIS + MRI_{-100 mT})}$	Cuando L es relativamente invariante con respecto a la MRID, los cocientes S y la MRID pueden utilizarse como indicadores de concentración de minerales duros (Liu <i>et al.</i> , 2007).
Magnetización de saturación (M_s), Magnetización remanente de saturación (M_{rs}) y Coercitividad (H_c)	VSM de Princeton Measurement Corporation. Se midieron ciclos de histéresis con incrementos de 5 mT y un campo máximo de 1 T.	Dependen de la mineralogía, concentración y el tamaño de grano. Los granos DS tienen mayor H_c , H_{cr} y M_{rs} que los MD. Los granos SP no tienen remanencia, por lo que no contribuyen a la M_{rs} , H_c ni H_{cr} (Dunlop, 2002a; Tauxe, 2010). La hematita y goethita muestran mayor H_c y H_{cr} y menor M_s y M_{rs} que las titanomagnetitas. Asimismo, no alcanzan la saturación a 1 T (Evans y Heller, 2003; Frank y Nowaczyk, 2008).
Coercitividad remanente (H_{cr})	Campos directos en incrementos de 2 y 5 mT en dirección opuesta a un campo de 1 T previamente aplicado.	
Susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df}\%$)	Bartington MS3B a 470 Hz y 4700 Hz con un periodo de medición de 10 s y corrección por temperatura. Se utilizó el valor promedio de 10 mediciones por muestra para cada frecuencia.	Estima el contenido de granos SP (Dearing, 1994). <2%: representa <10 % de SP; 2% - 10%: mezcla de SP con granos más gruesos; 10% - 14%: indica >75% de SP.
MRA/MRI ₁₀₀	MRI ₁₀₀ es la remanencia tras aplicar un pulso de campo directo de 100 mT. MRA y MRI no están normalizados por la masa.	Valores mayores de estos parámetros indican mayor proporción de granos DS con respecto a MD. El cociente MRA/MRI ₁₀₀ es independiente de la abundancia de granos SP, mientras que el $\chi_{MRA}/MRIS$ sí depende de los granos SP.
$\chi_{MRA}/MRIS$	MRIS normalizada por la masa.	

calcularon algunos parámetros y una breve interpretación de las propiedades magnéticas. La susceptibilidad magnética en función de la temperatura (κ -T) se midió en 13 muestras seleccionadas utilizando un equipo Bartington MS2W. Cabe mencionar que se midieron aquellas con mayor susceptibilidad magnética debido a que la deriva instrumental ($<2 \times 10^{-5}$ SI; Bartington Instruments Limited) es comparable a la κ de las muestras con menor susceptibilidad. Para aumentar la señal de susceptibilidad se realizaron concentrados magnéticos tamizando las muestras con mallas de 595 μm y 420 μm y utilizando la fracción con mayor susceptibilidad magnética por unidad de volumen, *i.e.*, la fracción $< 420 \mu\text{m}$ en todos los casos. Para la muestra de la Pómez Toluca Superior, adicionalmente se utilizó un imán para extraer los minerales magnéticos después del tamizado.

La temperatura máxima de calentamiento fue 680 °C, el cual se realizó en atmósfera no controlada de aire.

Las temperaturas de Curie/Néel se calcularon mediante el método diferencial de Tauxe (1998) con un código libre de Matlab © desarrollado en el Departamento de Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica de la UNAM. El método diferencial busca la máxima curvatura de la función κ -T a partir de los valores máximos de la segunda derivada de la curva, los cuales son un estimado razonable de las temperaturas de Curie/Néel (Tauxe, 2010). La principal desventaja de este método es que el ruido durante la medición se amplifica al derivar. El equipo Bartington MS2W utilizado tiene un error aproximado del 15% para las muestras cuya susceptibilidad antes del calentamiento está por debajo de $\kappa_i = 20$, lo que significa que el ruido es alto para la mayoría de las muestras. Para disminuir el efecto del ruido en el cálculo de la T_C , la curva original de κ -T se suavizó con el procedimiento “*Smoothing Spline*” previo a la derivación. Finalmente, se analizaron las temperaturas arrojadas por el código y se discriminaron aquellas que no parecían ser resultado de la mineralogía de la muestra, sino de la amplificación del ruido de la medición. La mineralogía magnética se determinó con base en las temperaturas de Curie/Néel. El porcentaje de titanio en las titanomagnetitas se estimó a partir de las T_C utilizando la curva de la Figura A4 del Anexo A.

2. 4 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

En el mismo material en el que se midieron las propiedades magnéticas, se colectaron 2 cm³ de sedimento, que se congeló, liofilizó y homogeneizó en un mortero de ágata. Se realizó el análisis de fluorescencia de rayos X en las 47 muestras resultantes con un equipo *XRF Thermo Scientific™ Niton™ XL3t Analyzer*. Se obtuvieron las concentraciones de elementos mayores en porcentaje de peso seco de la muestra (%) de los cuales se eligieron Ti, Fe y Ca y se calcularon las relaciones Fe/Ti, Ca/Ti y Si/Ti. Algunos elementos que se ocupan comúnmente en otros trabajos aquí se descartaron ya que el error en su medición fue alto, hasta 60% en Al y P, o bien su concentración se encontró por debajo del nivel de detección del equipo, en el caso de Mg y Mn.

Se determinó el contenido de C y N en un analizador elemental *Thermo Scientific™ NC-Soil Analyzer FLASH 2000 Series*. Se midió dos veces el contenido de carbono: la primera para determinar el carbono total (CT); la segunda para determinar el carbono orgánico total (COT) posterior a la eliminación de los carbonatos con HCl (10%). El carbono inorgánico total (CIT) se calculó como la diferencia entre CT – COT. Los resultados se expresan en porcentaje de carbono de peso seco de la muestra (%).

La relación C/N se calculó a partir de los valores de COT y N total y se multiplicó por el cociente de los pesos atómicos del nitrógeno y carbono (1.167) para presentar los resultados como relación atómica, de acuerdo con Meyers y Teranes (2001). Los límites de la relación C/N para determinar el origen de la materia orgánica se presentan en la Tabla 2, junto con los otros elementos y relaciones elementales utilizadas.

Tabla 2. Parámetros geoquímicos y su interpretación ambiental.

Parámetro geoquímico	Interpretación ambiental
C/N	Indica la contribución de vegetación terrestre y/o fitoplancton a la materia orgánica (MO) del sedimento (Meyers e Ishiwatari, 1995). Los límites ^a son: MO de origen lacustre (fitoplancton): <10 MO de origen mixto: 10 – 20 MO de origen terrestre: >20
CIT (%)	Representa el porcentaje en peso de carbonatos (CO ₃ ²⁻) en el sedimento. Comprende tanto calcita/aragonita biogénica (e.g. ostrácodos), carbonatos autigénicos (CaCO ₃ , FeCO ₃), así como carbonatos provenientes de las rocas que afloran en la cuenca.
COT (%)	Indica el porcentaje en peso de la materia orgánica (MO) preservada en el sedimento.
Ca (%)	Es indicador de aporte detrítico y precipitación de Ca en forma de carbonatos.
Ca/Ti	Representa la precipitación de carbonatos autigénicos y abundancia de organismos con estructuras carbonatadas. Es un indicador de la relación precipitación/evaporación de agua ya que la evaporación promueve un aumento de concentración de sales en el lago.
Fe (%)	Es indicador de aporte detrítico, aunque también refleja la formación de óxidos (e.g. Fe ₃ O ₄ , Fe ₂ O ₃), sulfuros (e.g. Fe ₂ S) o carbonatos (e.g. FeCO ₃) de hierro.
Fe/Ti	Sus variaciones indican formación o disolución de minerales de Fe en el sedimento, las cuales responden a condiciones reductoras-oxidantes (redox).
Si/Ti	Representa la abundancia de sílice biogénica formada dentro del lago. Primordialmente de diatomeas, aunque también incluye fitolitos y espículas de esponjas.
Ti (%)	Es un indicador de aporte detrítico. Ya que no participa en procesos biológicos se considera que proviene exclusivamente de fuentes detríticas. Se ha utilizado como indicador indirecto de cambios en la precipitación de agua de lluvia y escorrentía.
χ_r/Ti	Combina la susceptibilidad ferrimagnética normalizada por el aporte detrítico para indicar procesos de disolución de magnetita y de neoformación autigénica del mismo mineral.

^a Meyers y Teranes (2001).

3. RESULTADOS

3.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA SECUENCIA XOC16-II

Los componentes sedimentarios se clasificaron según Schnurrenberger *et al.* (2003) mediante observación de frotis y la columna se dividió en 3 unidades litoestratigráficas (Reyes Corona, 2017; Figura 4).

La unidad basal (3) abarca desde la base de la columna, 2.47 m, hasta 1.1 m. Se compone principalmente de sedimentos clásticos y volcanoclásticos y presenta cuatro depósitos volcánicos de caída (tefras). Los sedimentos clásticos consisten en capas de arcilla y arcilla arenosa de color café claro, gris claro y gris oscuro; capas de limo arenoso café oscuro, y en menor medida, capas de limo arenoso gris y limo negro. Están compuestos principalmente por feldespatos, plagioclasas, olivinos, anfíboles y ocasionales fragmentos de vidrio volcánico, con cantidades variables de restos orgánicos en los que las diatomeas son las más comunes, seguido de espículas de esponja y fitolitos. Los componentes químicos son ocasionales, y se restringen a la presencia de vivianita. A una profundidad de 1.73 m se observó una lumaquela de ostrácodos de 1 cm de espesor.

La caracterización de las tefras se realizó por observación de componentes a simple vista y en microscopios estereográfico y petrográfico. De acuerdo con su tamaño de partícula (ϕ) se identificaron un lapilli ($\phi > 2$ mm) y tres cenizas ($\phi < 2$ mm). El lapilli encontrado entre 2.34 y 2.17 m de profundidad, corresponde a la Pómez Tutti Frutti. Esta se identificó por los clastos característicos de lapilli de pómez de color ocre, así como por los fragmentos distintivos de granodiorita y roca metamórfica comunes en la PTF (Siebe *et al.*, 1997; Sosa-Ceballos *et al.*, 2012). Entre 2.06 y 2 m se encontró una ceniza negra (Cz-2.06) rica en vidrio volcánico y anfíbol. De 1.67 a 1.47 m se halló una ceniza gris oscuro (Cz-1.67); en ella se observan cristales de plagioclasa y minerales máficos incluidos en vidrio, el cual se encuentra frecuentemente vesiculado. Estas dos tefras son de composición mineralógica más máfica que las otras. La siguiente tefra (1.25 – 1.10 m) muestra abundantes cristales eu- y subedrales de plagioclasa y eu- y subedrales de minerales máficos (anfíbol con bordes de disolución y piroxeno) que no están contenidos en vidrio.

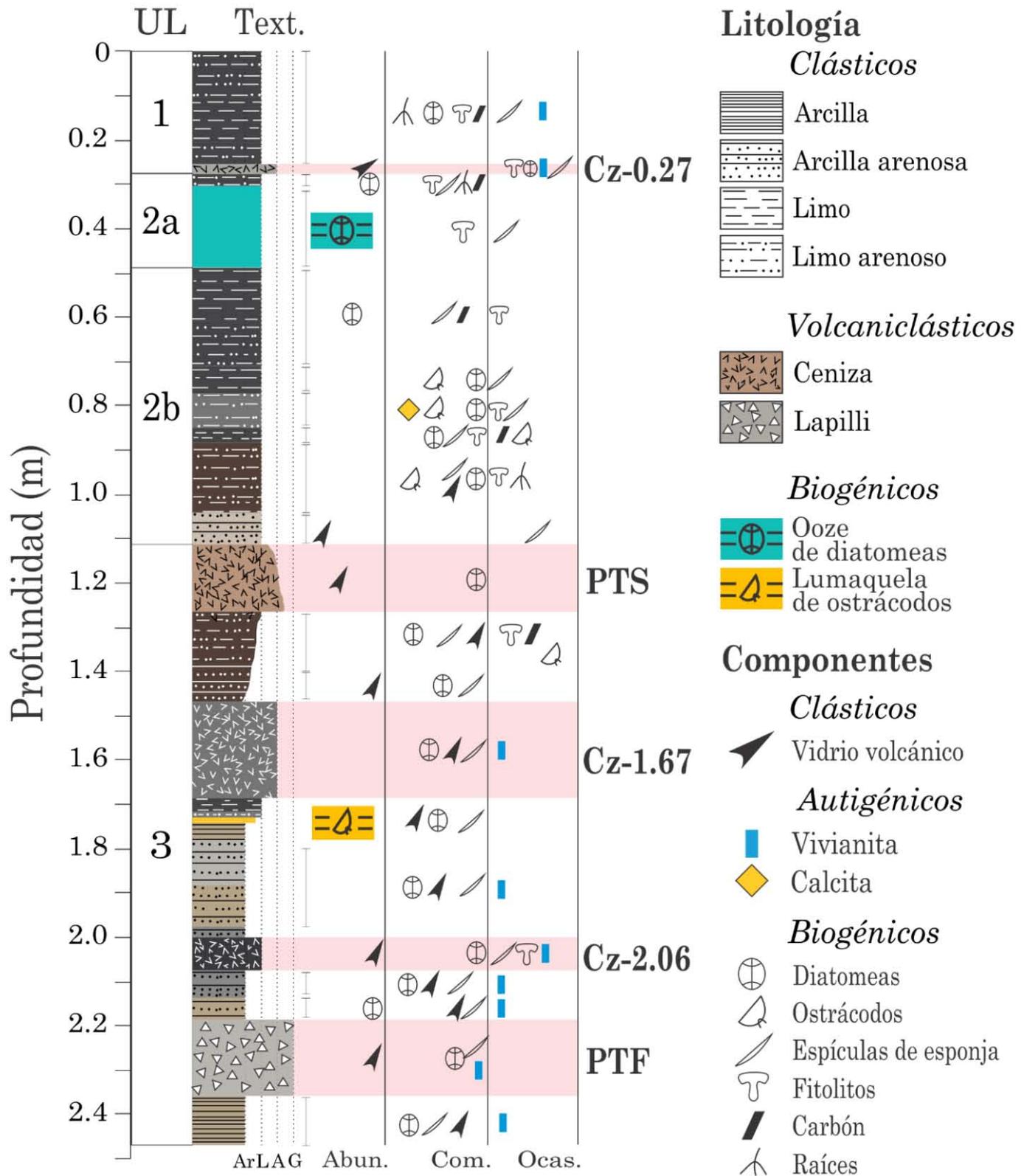


Figura 4. Columna estratigráfica de la secuencia XOC16-II. Los componentes se muestran de acuerdo con su porcentaje en los frotis según Schnurrenberger et al. (2003). Abun.: abundante (>25%); Com.: común (5–25%); Ocas.: ocasional (1–5%). UL: unidad litoestratigráfica; Text.: textura; PTF: Pómez Tutti Frutti; PTS: Pómez Toluca Superior; Ar: arcilla; L: limo; A: arena; G: grava. Modificada de Reyes Corona (2017).

Las características petrográficas y su posición estratigráfica indican que corresponde a la Pómez Toluca Superior. Anteriormente, la Cz-1.67 se había identificado como la PTS (Reyes Corona, 2017), por lo que el modelo de edad calculado con base en esta tefra del Nevado de Toluca sufrió modificaciones que serán explicadas en la siguiente sección (3.2).

La unidad intermedia (2) tiene su base a 1.1 m y su cima a 0.27 m. Está compuesta por dos subunidades: 2b y 2a. La subunidad 2b (1.1 – 0.48 m) contiene primordialmente limo arenoso de color gris claro, gris oscuro, café oscuro y negro; también contiene algunas capas de limo negro. En la parte inferior los ostrácodos son abundantes y hay cristales de calcita. Hacia la cima las diatomeas se vuelven abundantes (30%-40%) y hay presencia de fragmentos de carbón, en tanto que los ostrácodos están ausentes. La subunidad 2a (0.48 – 0.27) consiste en dos estratos característicos: un ooze de diatomeas de 18 cm de espesor (0.48 – 0.30 m) debajo de una capa de limo arenoso negro de 3 cm (0.30 – 0.27 m) que contiene abundantes diatomeas, fitolitos, espículas, raíces y carbón. Un ooze de diatomeas se define como un depósito donde las diatomeas representan más del 50% del sedimento total (Schnurrenberger *et al.*, 2003).

La unidad superior (1) abarca desde 0.27 m de profundidad hasta la cima de la columna. En su base (0.27 – 0.25 m) se identificó una quinta ceniza gris claro (Cz-0.27) que está constituida de escoria y abundante vidrio volcánico, mezclada con abundantes diatomeas y espículas de esponja. Los 25 cm superiores están conformados por sedimentos clásticos limosos y limo arenosos de color negro, ricos en materia orgánica. El carbón y raíces son abundantes en esta unidad más que en otra parte de la columna. La abundancia de diatomeas disminuye hacia la cima (< 5%), al contrario de los fitolitos, que son comunes (> 20%).

3. 2 MODELO DE EDAD DE LA SECUENCIA XOC16-II

Las edades resultantes de la calibración fueron 8.525 ka cal AP para el concentrado de ostrácodos, 12.32 ka cal AP para la PTS y 17.07 ka cal AP para la PTF (Tabla 3). La interpolación lineal permitió calcular una edad de 5 ka cal AP para los sedimentos superficiales (Figura 5). La tasa de sedimentación calculada entre la superficie y el concentrado de ostrácodos es de 0.23 mm/año; entre el concentrado y la PTS se estimó en 0.08 mm/año y desde la PTS hasta la base de la secuencia se consideró una sola tasa de sedimentación de 0.16 mm/año (Tabla 3). Con esta última tasa se estimó que la base de la secuencia tiene *ca.* 17.9 ka cal AP. La edad de los sedimentos superficiales sugiere que el Holoceno Tardío no está representado en esta secuencia estratigráfica (Figura 5).

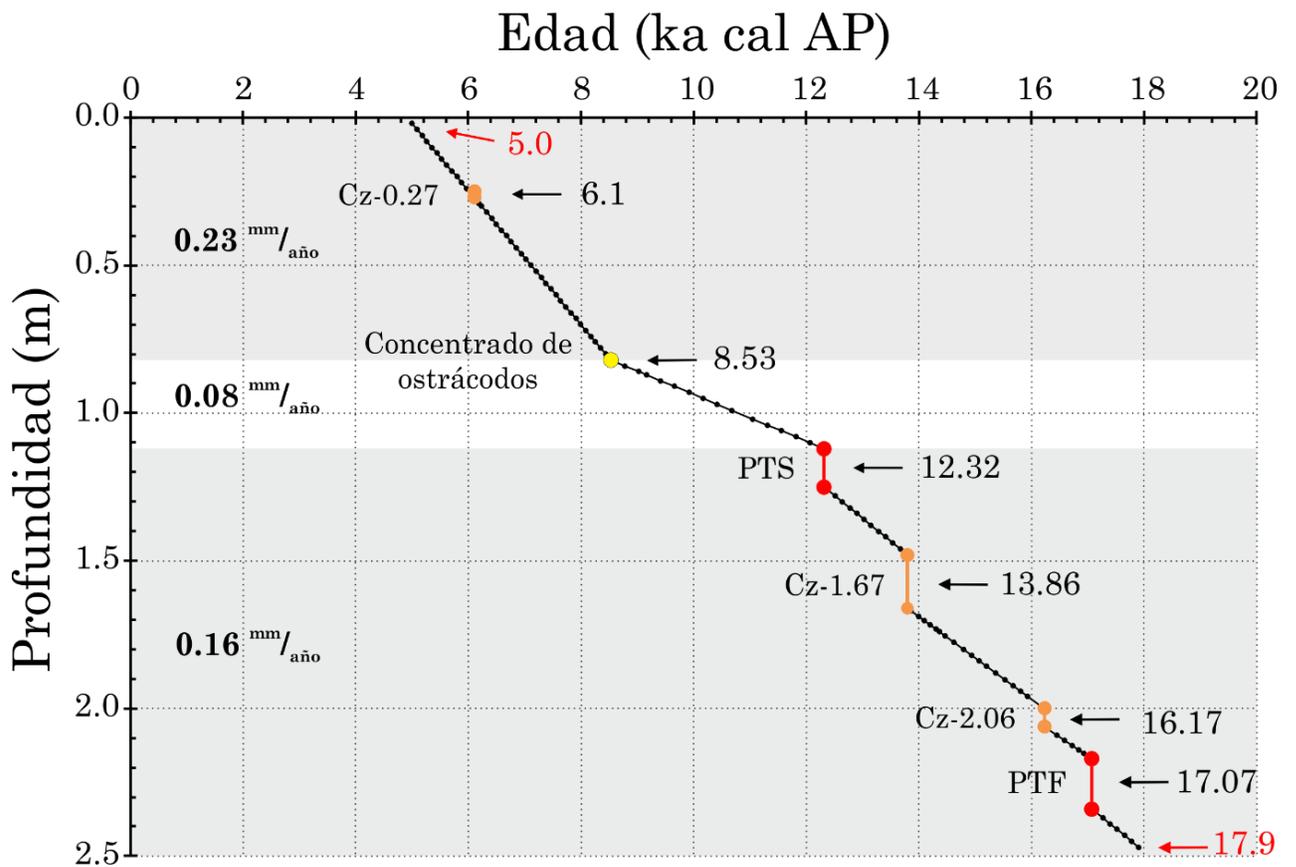


Figura 5. Modelo de edad. Se resaltan el fechamiento de ^{14}C realizado en el concentrado de ostrácodos (amarillo) y las tefras PTS y PTF (rojo). Se aprecian intervalos de edad constante ya que la deposición de las tefras se considera instantánea. Las zonas sombreadas señalan intervalos con diferente tasa de sedimentación.

Tabla 3. Fechamientos y marcadores estratigráficos utilizados en el modelo de edad.

Fechamiento/ tefra	Profundidad (m)	Edad ^{14}C (ka AP)	Edad (ka cal AP) †	Tasa de sedimentación (mm/año) ††
	0.02		5.0	0.23
Concentrado de ostrácodos	0.82	7.76 ± 0.03^a	8.53	0.08
PTS	1.25	$10.445 \pm .095^b$	12.32	0.16
PTF	2.34	$14.065 \pm .5/.47^c$	17.07	0.16
	2.47		17.9	

^a Reyes Corona, 2017; ^b García-Palomo *et al.*, 2002; ^c Sosa-Ceballos *et al.*, 2012.

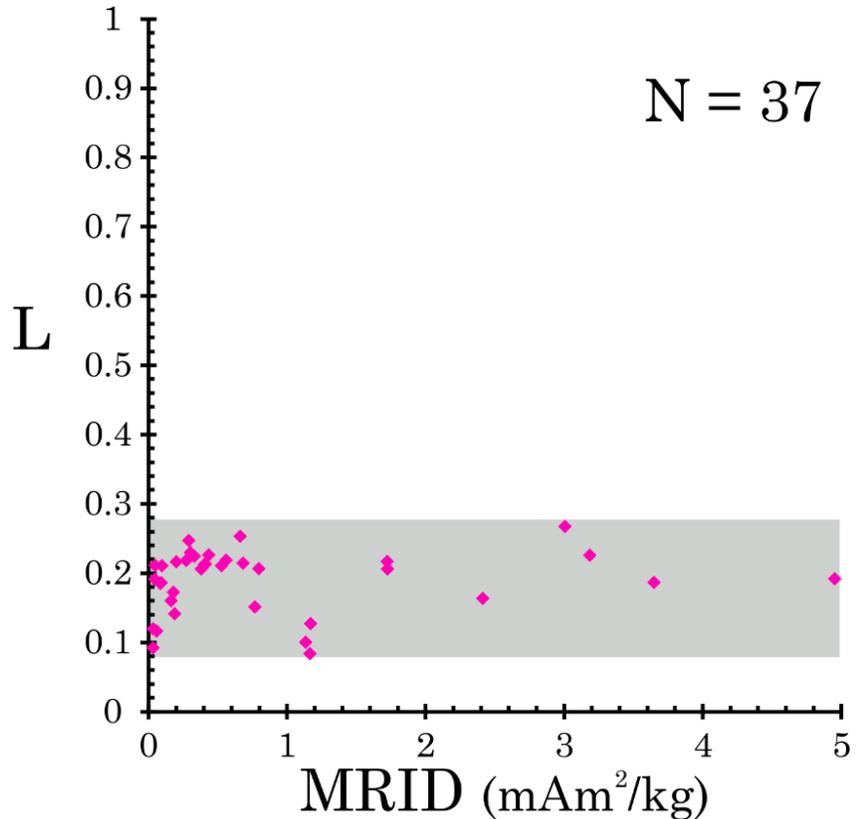
† Calibradas en OxCal 4.3 con la curva de calibración IntCal 13 (Reimer *et al.*, 2013).

†† Calculada entre la profundidad indicada y el siguiente fechamiento/tefra.

3. 4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Debido a que la variación de la MRID puede ser resultado tanto de cambios en la concentración de minerales duros como de cambios en la coercitividad de dichos minerales resultado de su contenido de aluminio, se analizó el cociente L (Liu *et al.*, 2007). El cociente L se mantiene relativamente constante, en un rango de 0.08 a 0.27, con respecto a la MRID (Figura 6); por lo tanto, es posible utilizar los cocientes S y la MRID como indicadores de proporción y concentración de minerales duros, respectivamente.

Figura 6. Variación del cociente L con respecto a la magnetización remanente isotermal dura (MRID). El recuadro gris abarca el intervalo de L: de 0.08 a 0.27. La estabilidad de L indica que la MRID varía debido a cambios en la concentración de los minerales duros. N: número de muestras analizadas.



Con base en los parámetros de concentración de partículas magnéticas (χ_t , M_s , M_{rs} , y χ_{MRA}), la secuencia fue dividida en tres unidades magnéticas: UM III, UM II y UM I. Las UM III y I presentan valores altos de concentración, mientras que la UM II es un intervalo con relativamente baja concentración (Figura 7). Adicionalmente, las variaciones de los parámetros de dureza magnética (H_c , H_{cr} , S_{100} , S_{300}) y de abundancia de granos SP ($\chi_{fd}\%$) permitieron subdividir las UM en seis subunidades magnéticas: IIIc, IIIb, IIIa, IIb, IIa y I (la UM I no fue subdividida). Los límites de las UM, que serán especificados en su respectiva sección, son cercanos a los de las unidades litoestratigráficas, mas no coinciden exactamente (Figura 7). Por simplicidad de la redacción, los cocientes $\chi_{MRA}/MIRS$ y MRA/MRI_{100} en adelante se referirán en conjunto como “cocientes de MRA”.

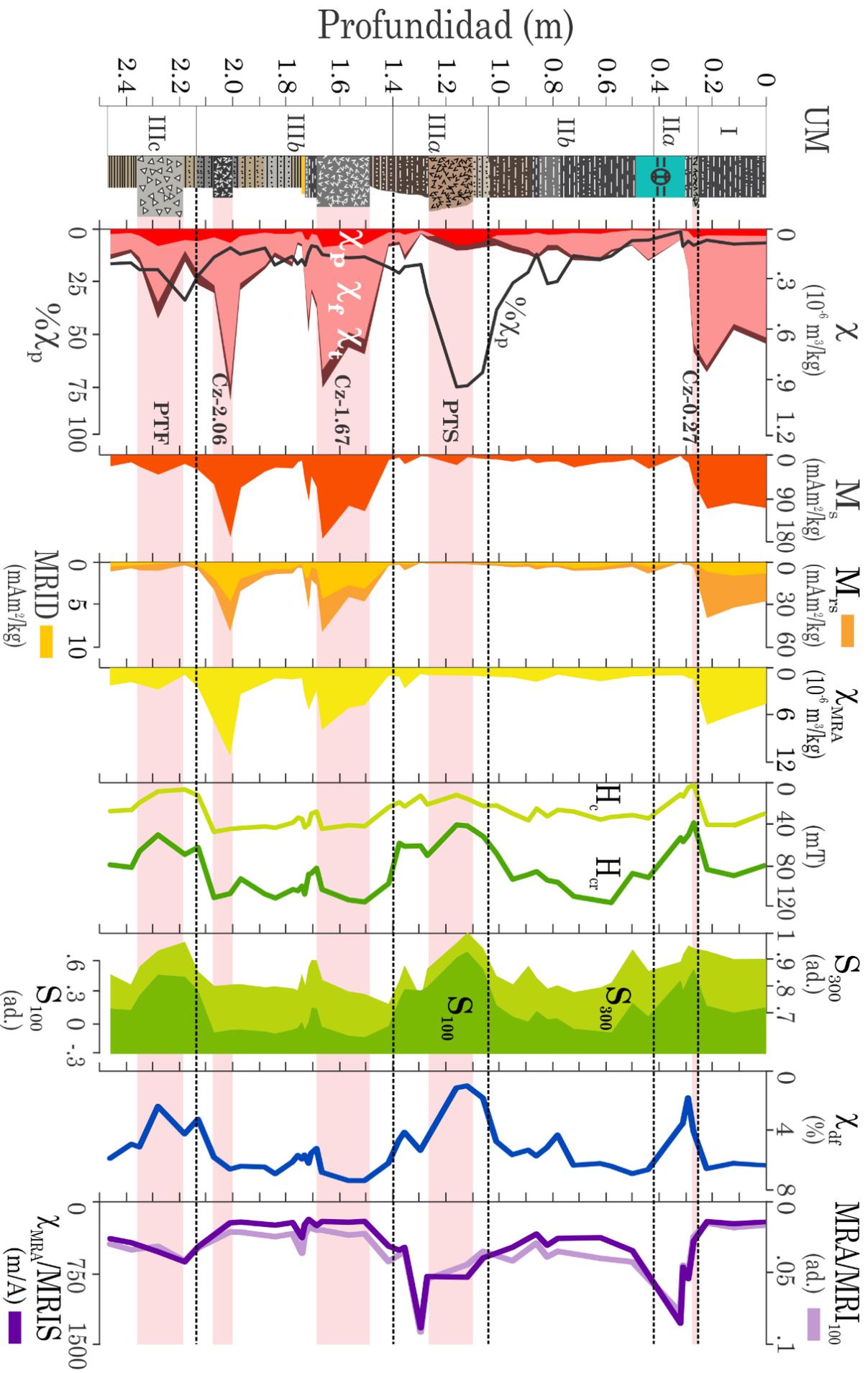


Figura 7. Perfiles magnéticos en función de la profundidad. Los ejes de los cocientes S_{300} e S_{100} están invertidos para resaltar la covariación de los perfiles de H_c , H_{cr} , S_{100} y S_{300} . Las escalas de S_{100} y S_{300} son independientes una de otra. Las franjas rojas horizontales indican el espesor de las tefras. UM: unidad magnética; ad.: adimensional.

3. 5 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS TEFRAS

El volcanismo es el principal proceso que controla la mineralogía magnética primaria en la subcuenca de Xochimilco. La descripción detallada de las propiedades magnéticas y geoquímicas de las tefras permite tener una línea base con la cual comparar los sedimentos que se depositaron por encima de ellas y evaluar la influencia de las tefras en la interpretación paleoambiental de la secuencia XOC16-II. Por esta razón, se describen las características de las tefras y de los sedimentos lacustres por separado.

Para las tefras se presenta más de un valor en algunos parámetros, debido a que se tomaron varias muestras de cada una. En cada caso, el primer valor corresponde a la base del depósito mientras que los valores adicionales son de las muestras tomadas hacia la cima de la misma tefra; estos valores adicionales se presentan dentro de corchetes ({ }).

Las tefras pueden diferenciarse en 2 grupos principales de acuerdo a sus propiedades magnéticas: (1) PTF, PTS y Cz-0.27, y (2) Cz-2.06 y Cz-1.67.

3. 5. 1 Pómez Tutti Frutti, Pómez Toluca Superior y Cz-0.27

Su mineralogía magnética consiste en titanomagnetitas con porcentajes variables de titanio. La PTF mostró dos temperaturas de Curie a 85 °C y 480 °C, que corresponden a titanomagnetita con 70% (TM70) y 20% (TM20) de titanio (Figura 8.a; Tabla 4). La PTS también presentó dos T_c a 320 °C y 560 °C cuya mineralogía corresponde a TM40, aunque también podría indicar pirrotita, y magnetita con < 10% de Ti (Figura 8.e). La κ de la Cz-0.27 disminuyó considerablemente en los primeros 65 °C, lo que se interpretó como la presencia de TM75; la disminución de la susceptibilidad en el resto de la curva tiene un comportamiento paramagnético (figura 8.g). Las curvas de la PTF y Cz-0.27 se aproximan a la reversibilidad. Por otro lado, la PTS no presenta una curva reversible ya que su susceptibilidad durante el enfriamiento aumentó con respecto al calentamiento aproximadamente a los 450 °C.

La dureza magnética de estas tefras es relativamente baja, como lo indican los ciclos de histéresis, la H_c y la H_{cr} . Los ciclos son relativamente estrechos cerca del origen; un comportamiento semejante a los granos de titanomagnetita de tamaño MD y SP, sin embargo, la PTS tiene mayor amplitud, sugiriendo además la presencia de granos DS (Figura 8.b, f y h). A pesar de la baja coercitividad observada, las curvas no muestran una completa saturación a 1 T. Los menores valores de H_c se encontraron en la Cz-0.27 (3 mT) mientras que la PTS presentó la mayor coercitividad (16 mT); la PTF mostró valores intermedios a los

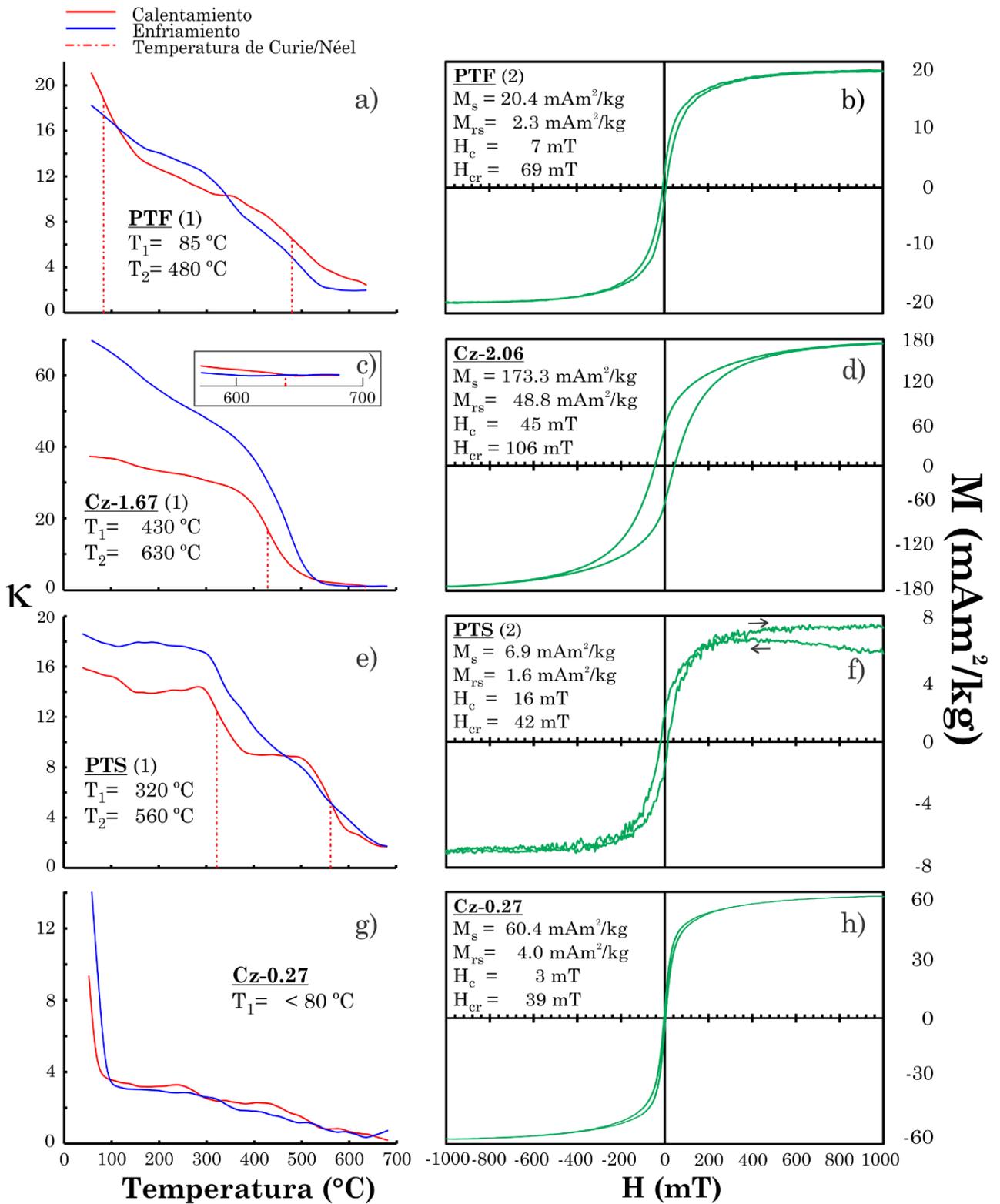


Figura 8. Curvas termomagnéticas y ciclos de histéresis de las tefras encontradas. a) PTF (1): muestra cercana a la base de la tefra (2.29 m). b) PTF (2): cercana a la cima del depósito (2.19 m). c) Cz-1.67 (1): muestra a la base de la tefra (1.67 m); el recuadro representa un acercamiento al final de las curvas, que permite observar mejor la temperatura de Néel de ~630 °C. d) Cz-2.06. e) PTS (1): muestra más cercana a la base de la tefra (1.16 m). f) PTS (2): muestra a la cima del depósito (1.1 m). Las flechas indican el inicio (izquierda) y final (derecha) del ciclo de histéresis. i) y j) Cz-0.27.

Tabla 4. Mineralogía magnética asociada a las temperaturas de Curie (T_C) y Néel (T_N).

UM	Profundidad (m)	κ_i	T_C/T_N (° C)	Mineralogía magnética
I	0.02	16	80; 430; ~580	Goethita; TM25; Magnetita
	0.12	19	90; 440; 625	Goethita; TM25; Hematita
	0.22	22	80; 440; ~580	Goethita; TM25; Magnetita
IIb	0.62	4	260; 430	TM50; TM25
IIIa	1.36	14	140; 510	TM65; TM10
IIIb	1.69	15	~100; 430; ~580; 650	Goethita; TM25; Magnetita; Hematita
	1.72	23	430	TM25
	1.73	13	440; 660	TM25; Hematita
Tefras	Cz-0.27	9	<80	TM70-75
	PTS (1)	16	320; 560	TM40; Magnetita
	Cz-1.67 (0)	37	430; 630	TM25; Hematita
	Cz-2.06	27	450	TM20
	PTF (1)	21	85; 480	TM70; TM20

UM: unidad magnética; κ_i : susceptibilidad magnética antes del calentamiento; TM: titanomagnetita.

mencionados (9 {7} mT). Nuevamente la Cz-0.27 mostró la menor H_{cr} (39 mT), pero en este caso se encontraron los mayores valores de H_{cr} en la PTF (50 {69} mT), mientras que la PTS presentó un valor intermedio (42 mT).

Los cocientes S y la MRID sugieren que las tefras contienen una alta proporción de minerales suaves con respecto a los duros. El cociente S_{100} mostró valores entre .45 y .69, y el cociente S_{300} entre .93 y 1. Asimismo, la MRID presentó valores bajos entre .03 y .21 mAm^2/kg (Figura 7). Estas tefras se ubican en las regiones de la titanomagnetita y magnetita en el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} . (Figura 9). Las curvas de adquisición de MRI muestran relativamente alta magnetización en los primeros 300 mT, siendo la PTS la que adquiere mayor magnetización con respecto a las otras tefras en el intervalo entre 100 y 300 mT (Figura 10).

Las tefras PTF y la Cz-0.27 tienen una alta concentración de minerales magnéticos, evidenciada por la χ_t , aunque no por los otros parámetros de concentración de partículas magnéticas (M_s , M_{rs} , χ_{MRA}). Sin embargo, la PTS mostró bajos valores de todos los parámetros de concentración, además de una alta contribución paramagnética a la susceptibilidad total ($\chi_p=75\%$) (Figura 7).

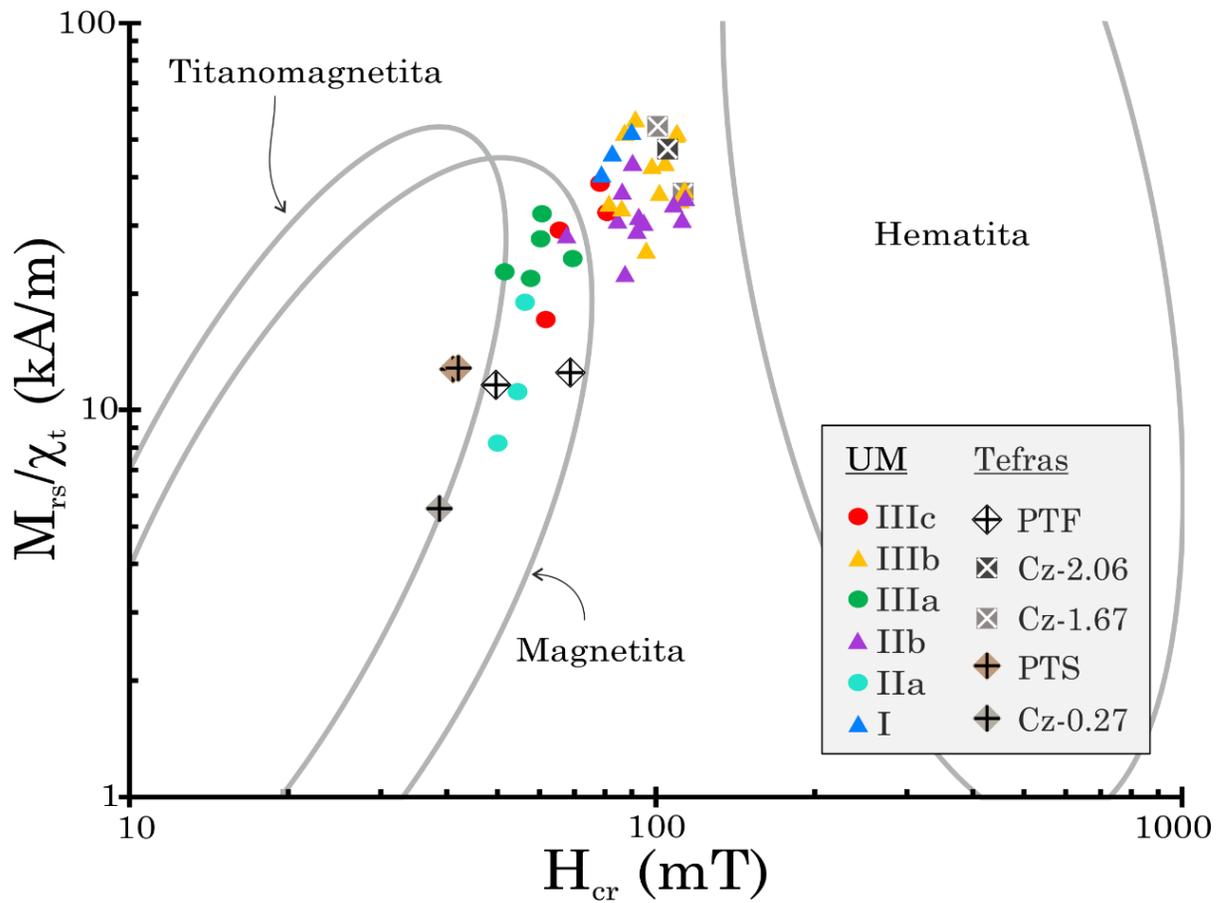


Figura 9. Diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} . Las regiones de mineralogía se tomaron de Irurzun *et al.* (2014) con base en Peters y Dekkers (2003). Las muestras señaladas como círculos mostraron una mineralogía de titanomagnetitas con base en el resto de las propiedades magnéticas obtenidas en laboratorio; los triángulos, por otro lado, presentaron una mezcla de titanomagnetitas y minerales antiferromagnéticos (hematita/goethita).

La distribución del tamaño de grano muestra una moderada a baja presencia de granos ultrafinos SP, relativamente alta contribución de DS y mayormente MD. Esto está sustentado en los valores de $\chi_{df}\% < 4$, los cocientes de MRA intermedios (Figura 7) y los ciclos de histéresis de las tefras (Figura 8.b, f, h). En el diagrama de Day (Figura 11) la PTF y la Cz-0.27 ocupan la región de granos MD, lejos de las curvas de mezcla. Por otro lado, la muestra más cercana a la base de la PTS (PTS 1 en figura 11) cae sobre la curva de mezcla DS + MD (2), cerca del 80% de granos MD y la muestra cerca de su cima (PTS 2 en Figura 11) se ubica en la región de DPS.

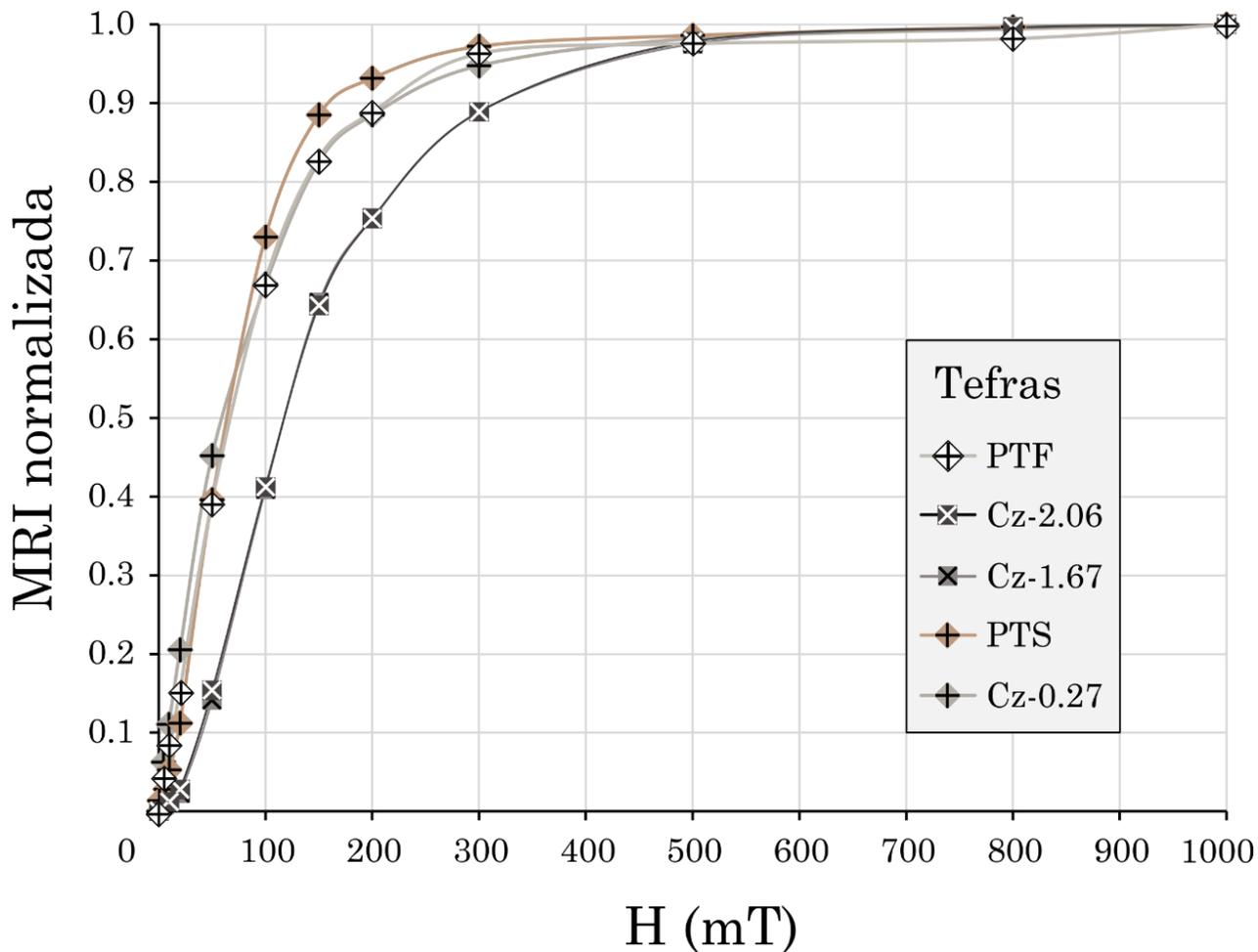


Figura 10. Curvas de adquisición de MRI de las tefras. La curva de la PTF tuvo el mayor error de medición debido al movimiento de los fragmentos de pómez en el cubo de acrílico durante el funcionamiento del magnetómetro de giro.

3. 5. 2 Cz-2.06 y Cz-1.67

Las propiedades de este grupo de tefras fueron muy parecidas entre sí, por lo que no se muestran las curvas termomagnéticas ni los ciclos de histéresis de ambas tefras. Para la Cz-1.67, la temperatura de Curie de 430 °C corresponde con TM25 (Figura 8.c), mientras que la temperatura de Néel de 630 °C (acercamiento en 8.c) indica la presencia de hematita. La Cz-2.06 mostró una temperatura ligeramente mayor (450 °C; Tabla 4) que indicó la presencia de TM20, sin embargo, la hematita no fue evidente en la curva termomagnética de esta tefra. En ambas tefras, la susceptibilidad durante el enfriamiento se duplicó, por lo que sus curvas no fueron reversibles.

El ciclo de histéresis característico de este grupo se presenta en la Figura 8.d. En él se observa que las coercitividads son mayores ($H_c = 45$ mT; $H_{cr} = 106$ mT) con respecto al otro grupo de tefras; además, la saturación a 1 T es también más incipiente. Tanto la amplitud del ciclo

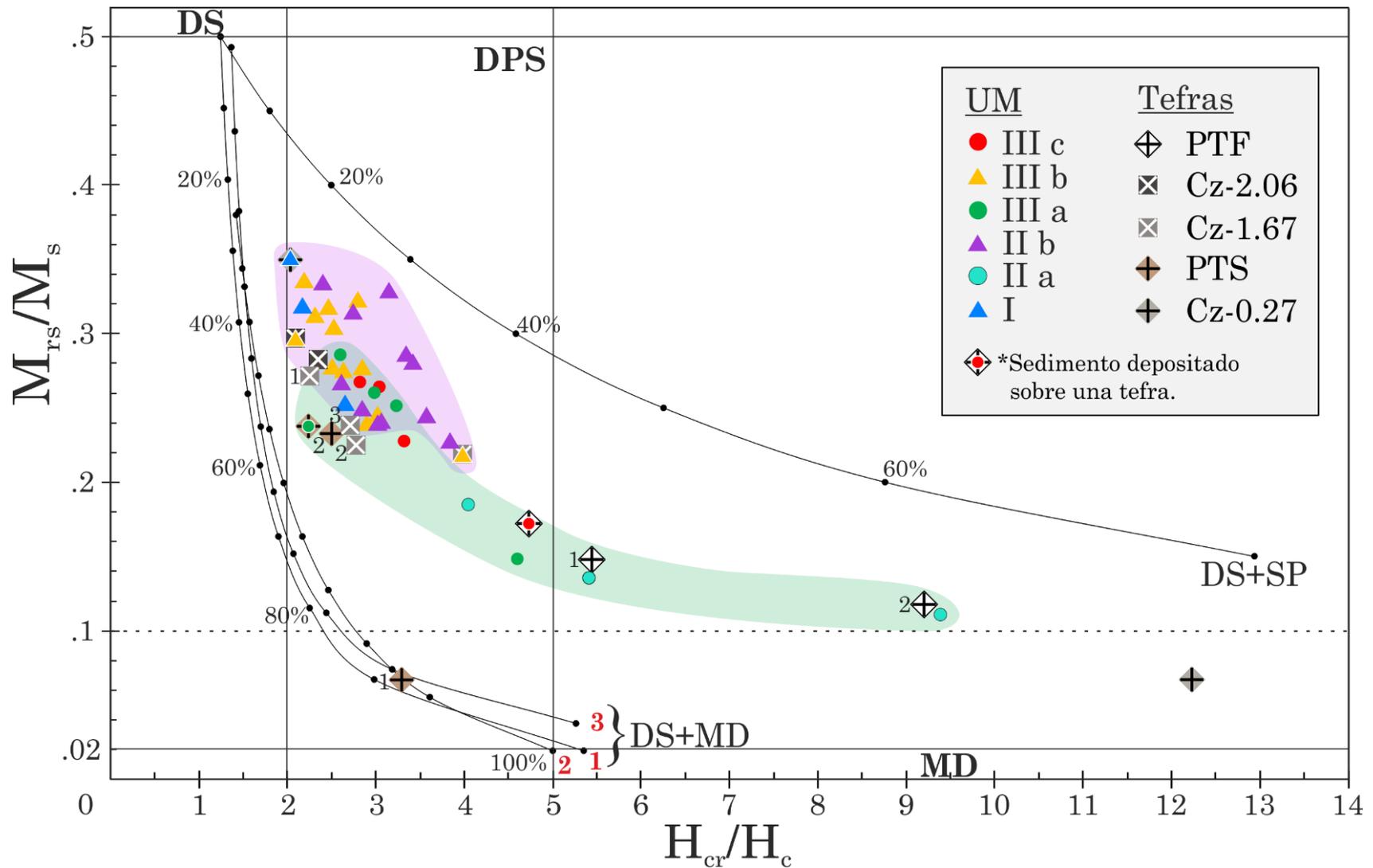


Figura 11. Diagrama de Day de la secuencia XOC16-II. Límites de dominios magnéticos y curvas de mezcla de acuerdo con Dunlop (2002a; 2002b). Los porcentajes corresponden a la fracción suave (MD o SP) en una mezcla de granos DS+MD o DS+SP. Círculos: titanomagnetita; Triángulos: titanomagnetita + hematita/goethita. Los números cercanos a las muestras de las tefras PTF, Cz-1.67 y PTS señalan la posición del depósito volcánico del cual se tomó la muestra, siendo 1 la muestra más cercana a la base de las tefras y 2 o 3 la más cercana a la cima. El área lila resalta el agrupamiento de los triángulos en la región DPS, mientras que el área lila resalta la distribución de los círculos desde la región DPS hasta la MD. Los símbolos de una tefra con un círculo/triángulo sobre ella representan las muestras por encima de la tefra indicada.

cerca del origen como la falta de saturación sugieren la presencia de minerales duros como hematita o goethita.

Los cocientes S y la MRID sugieren que contienen relativamente mayor proporción de minerales duros que el primer grupo. El cociente S_{100} mostró valores negativos entre $-.13$ y $-.03$, y el cociente S_{300} entre $.77$ y $.8$. Asimismo, la MRID presentó valores de hasta $4.7 \text{ mAm}^2/\text{kg}$ (Figura 7). En el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} (Figura 9) estas tefras se ubican entre las regiones de la magnetita la hematita. Sus curvas de adquisición de MRI muestran muy baja magnetización a 100 mT y sólo $\sim 90\%$ de magnetización a 300 mT (Figura 10). Como en el ciclo de histéresis, aún siguen adquiriendo magnetización por arriba de lo 500 mT de campo aplicado.

Todos sus parámetros de concentración son los más altos de la secuencia (Figura 7), aunque la Cz-2.06 mostró mayor concentración de partículas magnéticas que la Cz-1.67.

Los granos SP también son abundantes ($\chi_{df}\% > 7$), mientras que los cocientes de MRA, a diferencia de los parámetros de concentración, son los más bajos de la columna (Figura 7). En el diagrama de Day se localizan dentro de la región de granos DPS, con $M_{rs}/M_s = .22-.28$, cerca del límite DS–DPS (Figura 11).

3. 6 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS SEDIMENTOS

En las siguientes unidades se describen solamente las características de los sedimentos lacustres. Se comienza por la unidad a mayor profundidad, terminando con la más somera.

3. 6. 1 Unidad magnética III (2.47 – 1.04 m)

La unidad magnética III se subdividió en 3 subunidades: IIIc ($2.47 - 2.12 \text{ m}$), IIIb ($2.12 - 1.40 \text{ m}$) y IIIa ($1.40 - 1.04 \text{ m}$) (Figura 7).

En los sedimentos de la subunidad IIIc no se obtuvo ninguna curva termomagnética ya que su κ fue demasiado baja. Por otro lado, el ciclo de histéresis de la Figura 12.b es representativo de los sedimentos por debajo de la PTF ($2.47 - 2.37 \text{ m}$); se observa que no alcanza la saturación a 1 T y presenta una H_c de 28 mT . Además, los valores promedio de la H_{cr} (79 mT) y el S_{300} ($.84$) indican la presencia de minerales con relativamente alta dureza magnética, sin embargo, en ausencia de las curvas de κ -T no es posible conocer su identidad con certeza.

En el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} las muestras se ubican desde la región de la magnetita, hasta la región intermedia entre la magnetita y la hematita (Figura 9). Adicionalmente se obtuvieron dos curvas de adquisición características que muestran un mayor contenido de minerales

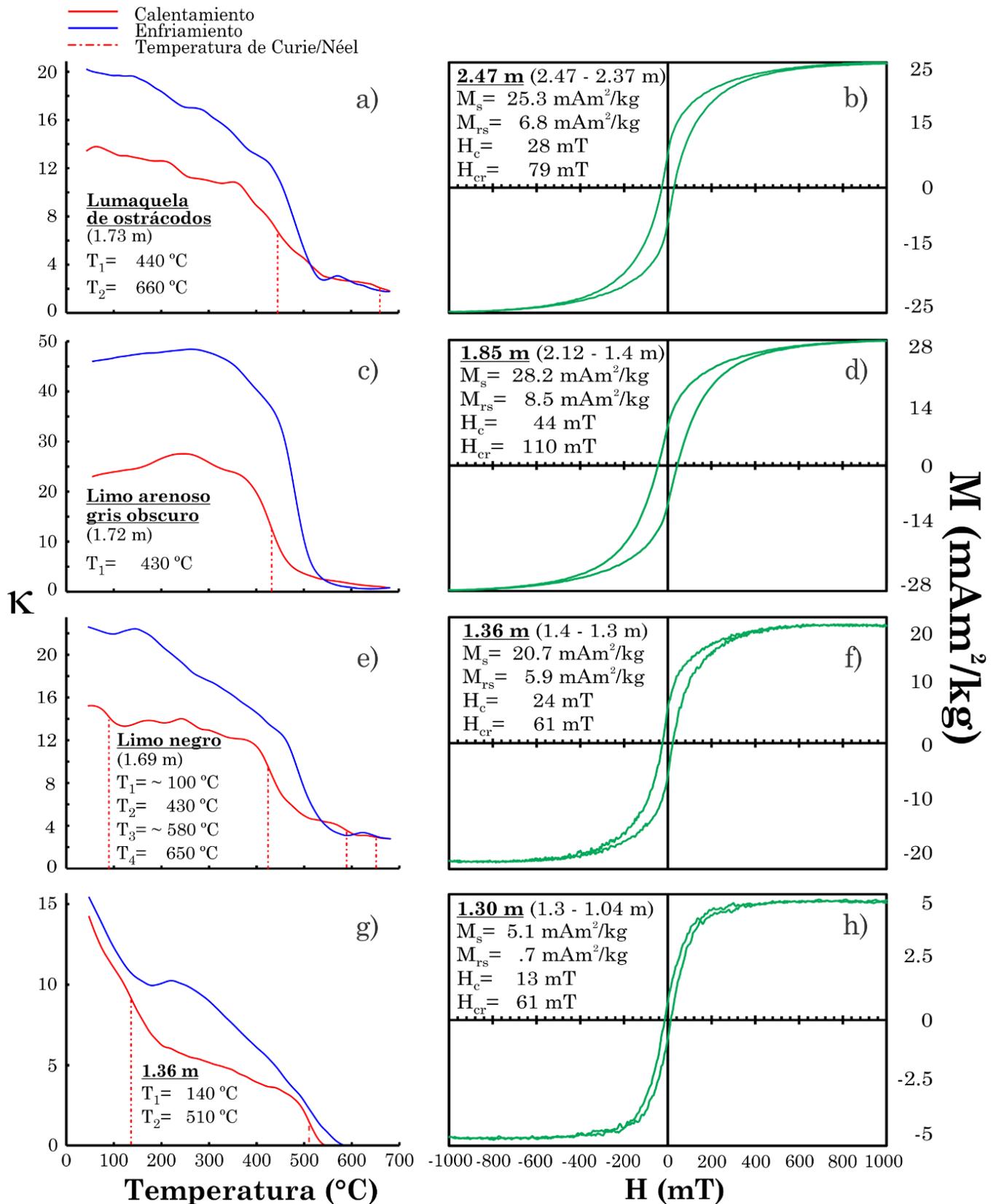


Figura 12. Curvas termomagnéticas y ciclos de histéresis de la UM III. a) Lumaquela de ostrácodos. b) Ciclo representativo del intervalo 2.47 – 2.37 m. c) Limo arenoso gris oscuro a 1.72 m de profundidad. d) Ciclo representativo de la subunidad magnética IIIb (2.12 – 1.4 m). e) Limo negro a 1.69 m. f) Ciclo representativo del intervalo 1.4 – 1.3 m. g) Sedimento a 1.36 m de profundidad. h) Ciclo representativo del intervalo 1.3 – 1.04 m.

duros en los 10 cm basales de la columna (curva roja en la Figura 13.a) y minerales relativamente más suaves por encima de la PTF (2.17 – 2.12 m; curva morada en la Figura 13.a).

La χ_t en esta subunidad es relativamente alta, sin embargo, los otros parámetros de concentración no muestran valores mucho mayores a los del resto de toda la UM III (Figura 7). Es notable que la subunidad IIIc exhibe la contribución paramagnética más alta de la UM III, entre 16 – 20 %. La distribución del tamaño de grano se compone de abundantes granos SP en la base ($\chi_{df}\%$: 5 – 6%) que disminuyen por encima de la PTF ($\chi_{df}\%$ = 3). Por otro lado, los cocientes de MRA no varían demasiado, cuyos valores sugirieren un contenido moderado de granos DS (Figura 7). Los sedimentos por debajo de la PTF se localizan en la región de tamaño DPS, entre .23 – .27 del cociente M_{rs}/M_s en el diagrama de Day (Figura 11), mientras que el sedimento por encima de la tefra (círculo rojo sobre el símbolo de la PTF) está más próximo al límite DPS–MD, próxima a la muestra más cercana a la base de la PTF (PTF 1 en la Figura 11).

En la subunidad IIIb se midieron las curvas de κ -T de tres muestras: la lumaquela de ostrácodos (1.73 m), un limo arenoso gris oscuro (1.72 m) y el limo negro (1.69 m) (Figuras 12.a, c y e). En las tres curvas la disminución más importante ocurre aproximadamente a 430 °C, que corresponde con TM25. La lumaquela muestra otra $T_N = 660$ °C, consistente con hematita. En el limo negro se observan otras 3 temperaturas: ~100 °C, ~580 °C y 650 °C indicando goethita, magnetita y hematita, respectivamente. Ninguna de las curvas es reversible ya que la κ aumentó durante el enfriamiento.

El ciclo de histéresis representativo de toda la subunidad IIIb (2.12 – 1.40 m; Figura 12.d) es amplio cerca del origen, con una alta H_c (24 – 48 mT) y su saturación es baja a 1 T.

Asimismo, las H_{cr} (87 – 110 mT) y los cocientes S_{300} (.73 – .87) corroboran la presencia de minerales duros. Por otro lado, las muestras de la subunidad IIIb se agrupan entre las regiones de la magnetita y la hematita en el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} (Figura 9). En la Figura 13.a se puede observar que la curva de adquisición de MRI amarilla, característica de los sedimentos desde 2.12 hasta 1.40 m, muestra la menor magnetización entre 100 y 300 mT, además de la una magnetización más lenta por encima de los 300 mT comparada con las otras curvas. La curva del limo negro (1.70 – 1.67 m) presenta menor influencia de la mineralogía dura que el resto de los sedimentos. Sin embargo, ninguna de las curvas alcanza la saturación a 500 mT, sugiriendo una componente de alta coercitividad.

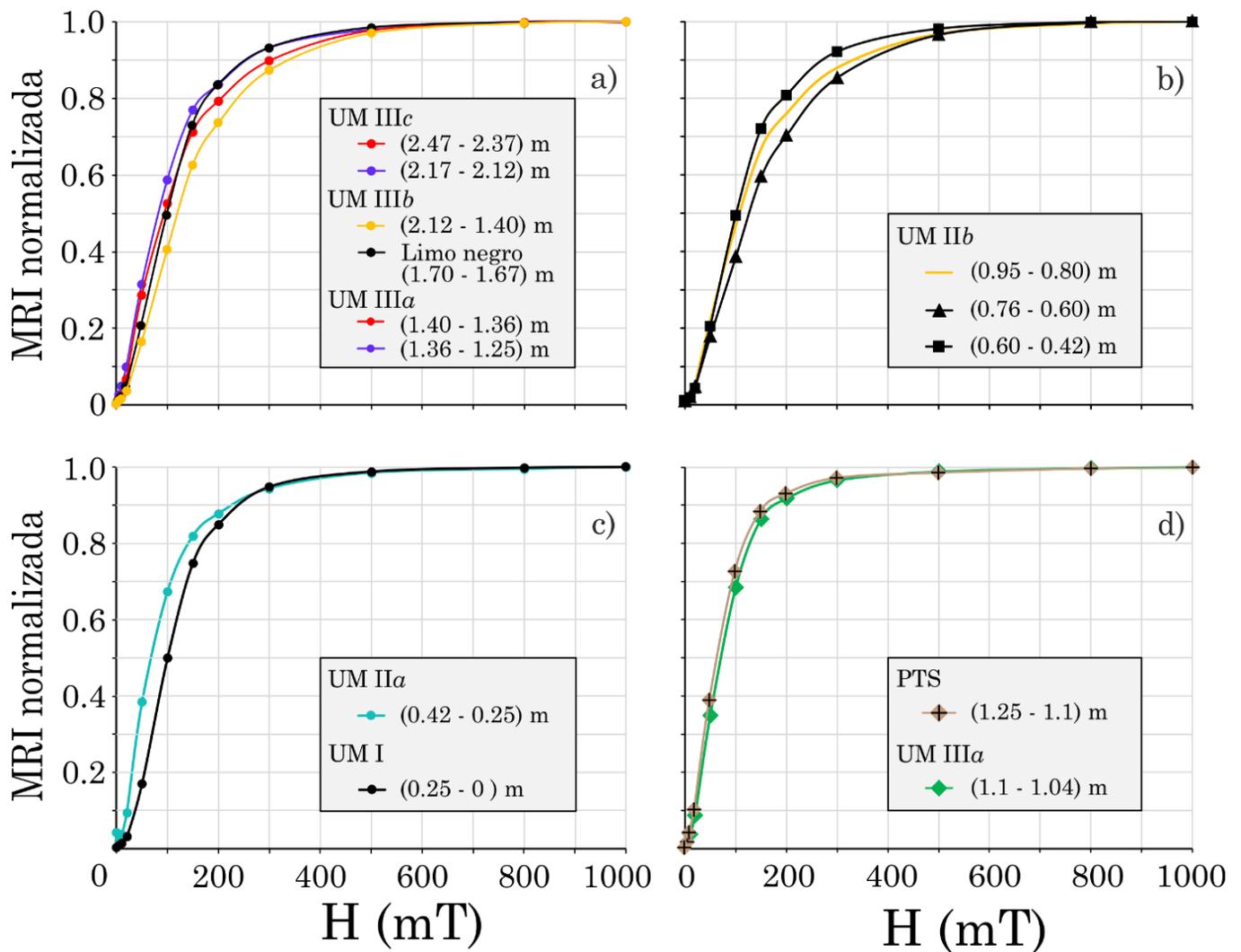


Figura 13. Curvas de adquisición de MRI. a) UM III. La curva amarilla es característica de los sedimentos desde 2.12 – 1.4 m, incluida la lumaquela de ostrácodos. La curva del limo negro (1.7 – 1.67 m) se muestra aparte. b) UM IIb. La curva amarilla representa el intervalo con alto contenido de ostrácodos y/o carbonatos. c) UM IIa y I. d) Adquisición de la PTS y el sedimento inmediato sobre dicha tefra. Nótese que la curva verde corresponde a un intervalo de la subunidad IIIa, sin embargo, se grafica aquí para resaltar la semejanza con la PTS. En a), b) y c) se muestran en negro las curvas de los sedimentos con litología de limo/limo arenoso negro.

Los parámetros de concentración muestran los valores más altos de la UM III y menor contribución de la χ_p a la χ_t (Figura 7).

En general, presenta abundantes granos SP ($\chi_{df}\% = 5 - 7\%$) y valores bajos de los cocientes de MRA, que sugiere menor proporción de granos DS con respecto a los granos MD. En el diagrama de Day (Figura 11) las muestras se agrupan en la región de DPS, entre $M_{rs}/M_s = .24 - .33$ y $H_{cr}/H_c = 2.1 - 3$, con excepción de la muestra ubicada sobre la tefra Cz-1.67, que presentó $M_{rs}/M_s = .22$ y $H_{cr}/H_c = 4$.

En la subunidad IIIa, se obtuvo una sola curva de κ -T a 1.36 m. Esta presenta dos T_C : 140 °C y 510 °C, indicando la presencia de TM65 y TM10. La curva tampoco es reversible, ya que

incrementó su susceptibilidad en el enfriamiento con respecto al calentamiento entre 450 y 150 °C.

Se observaron dos comportamientos en los ciclos de histéresis en los intervalos 1.4 – 1.3 m y 1.3 – 1.04 m. En el primer intervalo (Figura 12.f), la H_c oscila alrededor de 24 mT y muestra mayor saturación que los ciclos de las subunidades IIIc y IIIb. El segundo intervalo (Figura 12.h) presentó menor H_c (13 mT) y la mayor saturación de la UM III.

La proporción de minerales suaves es relativamente alta de acuerdo con los cocientes S_{100} (.12 – .52) y S_{300} (.8 – .94), además de una baja MRID (0.058 – 0.35 mAm²/kg). Todas las muestras de la subunidad se ubican en la región de magnetita en el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} (círculos verdes en la Figura 9). En concordancia con la subunidad IIIc, se observaron las mismas dos curvas de adquisición características (Figura 13.a): la curva roja es representativa del intervalo 1.40 – 1.36 m, mientras que la curva morada corresponde al intervalo 1.36 – 1.25 m; la primera curva es indicativa de una mineralogía relativamente más suave que la segunda. Adicionalmente, se obtuvo una tercera curva representativa del intervalo 1.10 – 1.04 m (curva verde en la Figura 13.d) que adquiere ~70% de su magnetización a los 100 mT y cerca de 96% de la magnetización a 300 mT, lo cual se interpretó como una predominancia de minerales suaves en el sedimento de dicho intervalo.

La concentración de minerales magnéticos es la más baja de la unidad III en todos los parámetros de concentración (Figura 7). El porcentaje de χ_p también es alto en esta subunidad, ya que va desde 16 % a 1.36 m, hasta 68% por encima de la PTS. En general, los valores más altos de los cocientes de MRA se observan en esta subunidad con un valor máximo a 1.30 m, indicando predominancia de granos DS. Los granos SP, se mantienen abundantes, con χ_{af} entre 4 y 6 %. En el diagrama de Day las muestras se ubican en la región de DPS, desde el límite DS – DPS hasta el DPS – MD, siguiendo una tendencia parecida a las muestras de la subunidad IIIc. En particular, la muestra del sedimento depositado sobre la PTS (círculo verde sobre el símbolo de la PTS en la Figura 11) se ubica cerca de la muestra correspondiente a la cima de la PTS.

3. 6. 2 Unidad magnética II (1.04 – 0.25 m)

La unidad magnética II se dividió en dos subunidades: IIb (1.04 – 0.42 m) y IIa (0.42 – 0.25 m) (Figura 7).

En la subunidad IIb se midió una muestra de κ -T de un limo arenoso negro a 0.62 m (Figura 14.c), la cual exhibe dos caídas abruptas de κ a 260 °C y 430 °C indicando TM50 y TM25,

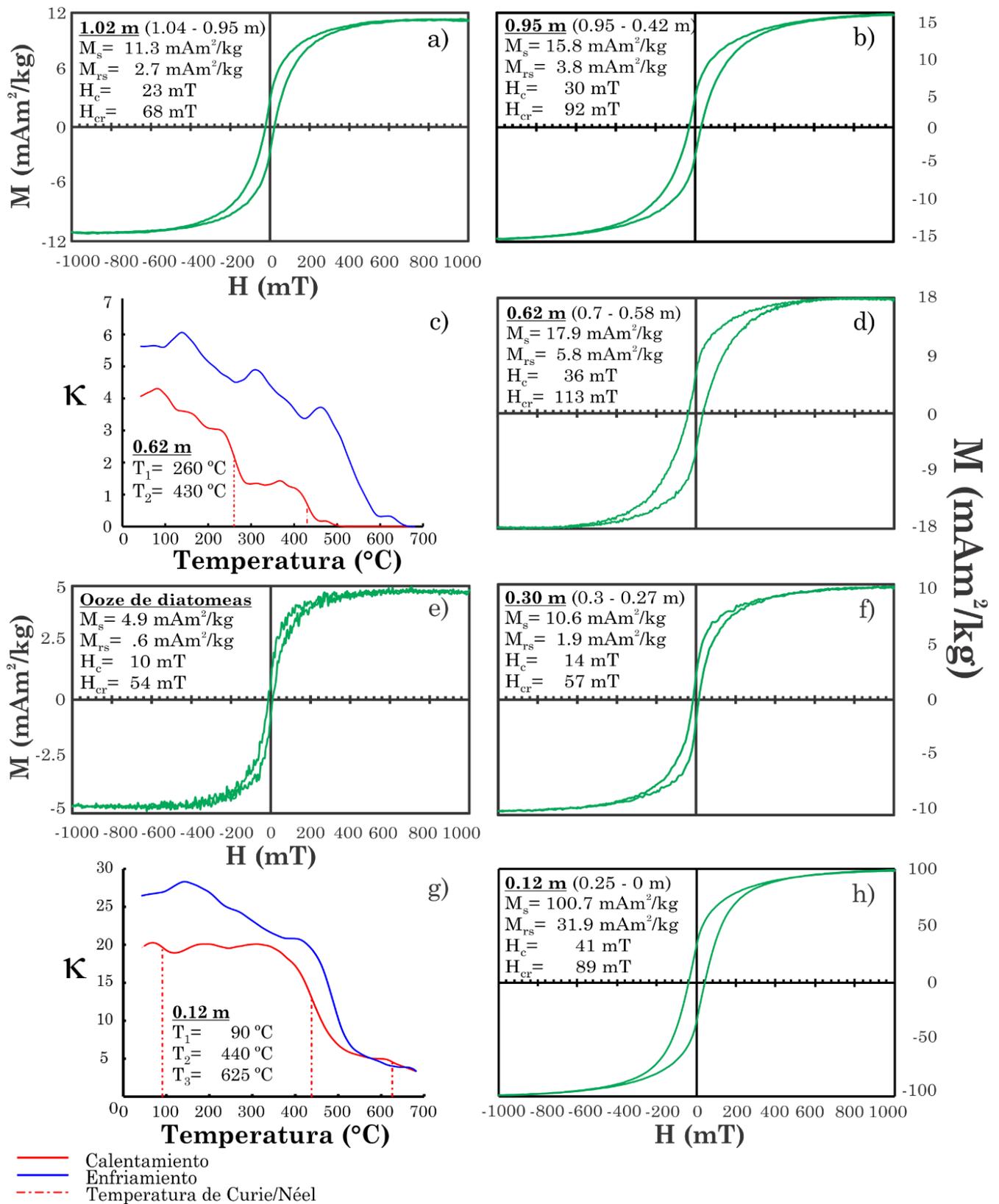


Figura 14. Curvas termomagnéticas y ciclos de histéresis de las UM II y I. a) Ciclo representativo del intervalo 1.04 – 0.95 m. b) Ciclo representativo del intervalo 0.95 – 0.42 m (con excepción del intervalo 0.70 – 0.58 m). c) Limo arenoso negro a 0.62 m. d) Ciclo representativo del intervalo 0.7 – 0.58 m. e) Ooze de diatomeas. El ruido en la medición fue debido a la importante componente diamagnética de la sílice biogénica. f) Limo negro entre 0.30 y 0.27 m. g) Limo negro a 0.12 m. h) Ciclo representativo de la UM I (0.25 – 0 m).

respectivamente. La curva no es reversible, pues mostró un aumento de κ durante el enfriamiento.

Se observaron tres ciclos de histéresis diferentes en esta unidad. Entre 1.04 y 0.95 m de profundidad (Figura 14.a) el ciclo muestra H_c intermedia (23 mT) y alcanzó la saturación alrededor de 600 mT, además de que se obtuvieron H_{cr} de ~ 68 mT en los sedimentos de este intervalo. Los sedimentos entre 0.95 y 0.44 m (Figura 14.b) no alcanzaron la saturación y presentaron mayores H_c (30 mT) con respecto a los sedimentos subyacentes; asimismo la H_{cr} es más alta (~ 92 mT), por lo que en el intervalo más superficial se infiere la presencia de minerales relativamente más duros. Sin embargo, un tercer ciclo de histéresis se observó en el intervalo intermedio entre 0.7 – 0.58 m, que presentó mayor H_c (36 mT) al mismo tiempo que saturó alrededor de 600 mT y su H_{cr} (113 mT) también fue sustancialmente mayor.

La proporción de minerales duros es importante en esta subunidad, como lo indican los cocientes S_{100} (.09 – .17), S_{300} (.77 – .87) y la MRID (0.22 – 0.70 mAm²/kg) (Figura 7). En general, las muestras ocupan la región intermedia entre las regiones de magnetita y hematita en el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} (Figura 9). Asimismo, las curvas de adquisición son variadas en esta unidad: los sedimentos ricos en calcita y ostrácodos de 0.95 a 0.80 m se comportan como la curva amarilla en la Figura 13.b, que muestra $\sim 85\%$ de magnetización a los 300 mT y continúa adquiriendo magnetización aún por arriba de los 500 mT. Por otro lado, las curvas de adquisición de los limos negros (triángulos y cuadrados negros en la Figura 13.b) exhiben un aumento de magnetización en el intervalo 100 – 300 mT conforme aumenta la profundidad. Como se mencionó al explicar la división de la columna en unidades magnéticas, la concentración de minerales magnéticos es muy baja en esta subunidad. Además, el porcentaje de χ_p disminuye hacia la cima de la subunidad, desde 38% en el intervalo rico en material carbonatado, hasta 4% en los limos negros.

La proporción de granos SP es alta ($\chi_{df}\%$: 4 – 7%) y los cocientes de MRA muestran valores intermedios, sugiriendo moderado contenido de granos DS. En el diagrama de Day (Figura 11) las muestras se agrupan en la región DPS con valores de $M_{rs}/M_s = .23 - .34$ y $H_{cr}/H_c = 2.4 - 3.8$.

En la subunidad II α los bajos valores de κ no permitieron obtener la curva termomagnética de ninguna muestra.

El ciclo de histéresis del ooze de diatomeas (Figura 14.e), con alta saturación a 1 T y baja H_c (10 mT), indica que la mineralogía es titanomagnetita de grano MD. Por otro lado, el ciclo del

limo negro, con un ligero comportamiento de cintura de avispa, sugiere una mezcla de granos de titanomagnetita DS y SP (Tauxe, 2010; Figura 14.f).

En esta subunidad la contribución de los minerales duros es menos importante, ya que los cocientes S_{100} (.32 – .44) y S_{300} (.91 – .95) son altos y la MRID es muy baja (0.04 – 0.09 mAm^2/kg). La mineralogía magnética también se estimó mediante el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} en el cual las muestras se localizaron en la región de la magnetita (Figura 9). La curva de adquisición característica de la subunidad demuestra una rápida magnetización en los primeros 100 mT, consistente con mineralogía suave; sin embargo, no está ausente la componente dura, ya que las muestras no han saturado aún a 500 mT (Figura 13.c). La concentración de minerales magnéticos es baja, como lo señalan todos los parámetros de concentración (Figura 7). En el ooze de diatomeas, particularmente, se registra un valor negativo de χ_p ($-2.9 \times 10^{-9} \mu\text{m}^3/\text{kg}$), debido a la componente diamagnética de la sílice biogénica; el resto de los sedimentos tiene baja χ_p (7% de la χ_t).

Los granos SP disminuyen en abundancia ($\chi_{df}\%$: 2 – 4%) mientras que el contenido de granos DS es mayor, como lo indican los valores más altos de los cocientes de MRA. Las muestras se distribuyen desde la región de DPS hasta la región de MD en el diagrama de Day (Figura 11), con una tendencia parecida a la de las curvas de mezcla de Dunlop (2002).

3. 6. 3 Unidad magnética I (0.25 – 0 m)

En la UM I se midieron tres curvas κ -T a 0.22, 0.12 y 0.02 m de profundidad cuyo comportamiento resultó muy parecido. Se observan temperaturas de Néel entre 80 – 90 °C, cercana a la de la goethita, y otra de Curie alrededor de 430 – 440 °C, indicando TM25. Las muestras 0.02 y 0.22 presentan una $T_C \sim 580$ °C propia de magnetita. La 0.12, además, contiene hematita (Figura 14.g; Tabla 4). Ninguna de las curvas muestra reversibilidad, sino un aumento de κ durante el enfriamiento.

El ciclo de histéresis representativo de la unidad (Figura 14.h) no alcanzó la saturación a 1 T y presenta alta H_c (41 mT). Las muestras también exhiben relativamente alta H_{cr} (89 mT), reflejando la presencia de minerales duros.

Los cocientes S señalan que los minerales duros dominan la mineralogía (S_{100} : .1 – .17; S_{300} : .9 – .93), así como se observó una relativamente baja remanencia debida a minerales duros (MRID: 1.16 – 1.60 mAm^2/kg). En el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} las muestras se ubican en la región intermedia entre titanomagnetita y hematita (Figura 9). La curva de adquisición característica (curva negra en la Figura 13.c) corrobora la presencia de los minerales duros

debido a su menor magnetización a 100 mT y a que continúa magnetizándose por encima de los 300 mT.

Los valores de sus parámetros de concentración son los más altos de los sedimentos no volcánicos con la mayor contribución de la χ_f a la χ_t , ya que los valores de χ_p van de 4.25% – 6.12%. El contenido de granos ultrafinos SP es alto ($\chi_{df}\%$ ~7), mientras que los cocientes de MRA son muy bajos, indicando menor proporción de granos DS. En el diagrama de Day, las muestras se localizan en la región DPS, cerca del límite DS – DPS (Figura 11), entre $M_{rs}/M_s = .25 - .35$ y $H_{cr}/H_c = 2.05 - 2.6$.

3. 7 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

3. 7. 1 *Unidad magnética III*

En esta unidad los indicadores de aporte detrítico, Ti y Fe, presentan valores relativamente altos y son máximos en las tefras (Figura 15). El Ca, por otro lado, es bajo en general, pero muestra aumentos relativos en los depósitos volcánicos. La precipitación de carbonatos de calcio (Ca/Ti) se mantiene baja y constante excepto a 1.73 m de profundidad, en la lumaquela de ostrácodos, donde aumenta notablemente. La sílice biogénica (Si/Ti) constituye un componente menor en casi toda la unidad, en especial en los depósitos volcánicos, donde se observan los valores más bajos (19 – 36). Sin embargo, se observaron valores entre 120 y 230 alrededor de 1.75 y 1.3 m de profundidad. La relación Fe/Ti oscila entre 8.6 – 14.5, con mínimos en las tefras Cz-2.06 y Cz-1.67 y máximos en los sedimentos por debajo de la Cz-1.67 y la PTS. El COT es muy bajo en toda la unidad (0.2% – 1%) salvo un aumento abrupto en las capas de limo arenoso gris oscuro y limo negro por debajo de la Cz-1.67 (4% y 7%, respectivamente; Figura 15). El CIT también representa una fracción mínima del sedimento en toda la unidad (0.03% – 0.25%), sin embargo, se registró un aumento importante en la lumaquela (1.8%), coincidente con el aumento de Ca/Ti. La relación C/N presenta un valor promedio de 13 en la antes del depósito de la PTF, mientras que en la subunidad IIIb se observan los dos valores más bajos de esta relación (C/N= 8 y 9) entre 1.8 y 1.6 m de profundidad. Nuevamente, los valores aumentan hasta un máximo de 20 cerca de 1.4 m de profundidad.

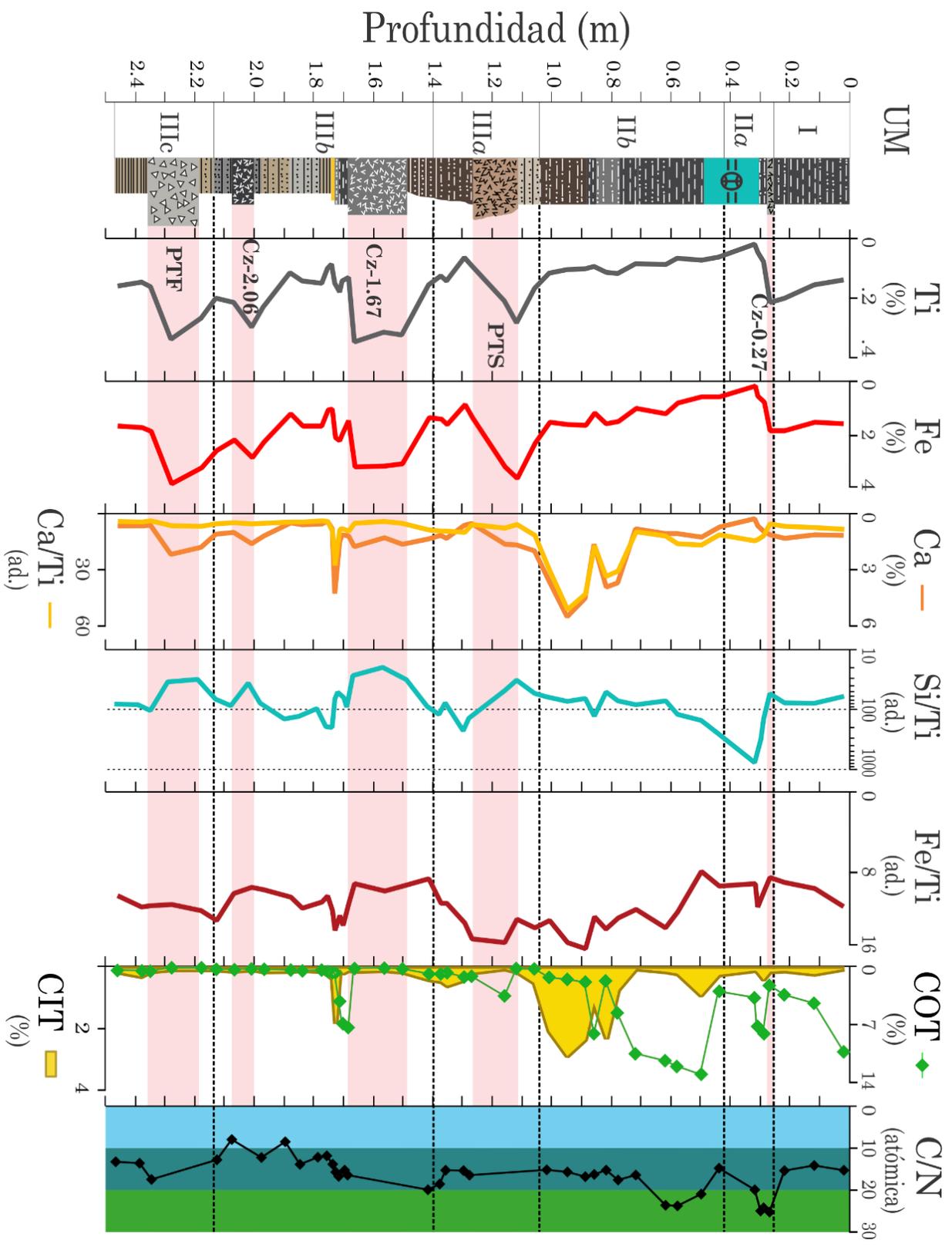


Figura 15. Perfiles geoquímicos. La relación Si/Ti se presenta en escala logarítmica. Los resultados de C/N se presentan como relación atómica, las regiones verticales C/N corresponden a los límites de acuerdo a Meyers y Teranes (2001). Debajo de las franjas rojas horizontales se muestran los nombres de las tefras. Ti, Fe, Ca/Ti, Si/Ti y Fe/Ti tomados de Reyes Corona (2017).

3. 7. 2 Unidad magnética II

Los indicadores detríticos, el CIT, y las relaciones Ca/Ti y Fe/Ti son relativamente altas en la base de la unidad, entre 1 y 0.8 m, y disminuyen hacia la cima (Figura 15). Mientras el Ti, Fe y Fe/Ti disminuyen paulatinamente, el Ca, Ca/Ti y CIT lo hacen abruptamente a partir de los 0.8 m de profundidad. Por otro lado, la relación Si/Ti parece tener un comportamiento opuesto, con valores de 50 – 80 en la base y hasta 770 alrededor de los 0.32 m, en el ooze de diatomeas. La materia orgánica mostró también porcentajes menores en la base de la unidad (COT = 1.1 – 1.6 %), aunque se observó mayor abundancia en dos intervalos de profundidad: entre 0.7 – 0.5 m, en los limos negros bajo el ooze de diatomeas (COT = 8 – 12 %), y entre 0.3 – 0.27 m, (COT = 6.5 – 7.5 %). Estos están interrumpidos por una disminución en el COT (2.7 – 3.4 %). La relación C/N presentó un valor promedio de 16.5 entre 1 y 0.70 m de profundidad. A partir de dicha profundidad y hasta ~0.27 m, este parámetro sigue un patrón muy parecido al del COT, con dos máximos (C/N = 24 y 25) separados por una reducción considerable (C/N = 15).

3. 7. 3 Unidad magnética I

En la unidad magnética I los indicadores de aporte detríticos mostraron valores mayores con respecto a la unidad II (Figura 15). Por otro lado, el CIT y las relaciones Ca/Ti, Si/Ti y C/N se mantuvieron constantes durante esta unidad, los primeros tres con valores relativamente bajos y el cuarto con un valor promedio de 15. Finalmente, la relación Fe/Ti y el COT registraron un aumento hacia la superficie aparentemente sincrónico; el COT pasó de 3% en la base (0.25 m) a 9.5% en la superficie.

4. DISCUSIÓN

Un primer tema importante por discutir, antes de comenzar con las interpretaciones paleoambientales de los resultados, son las limitaciones en el uso de las herramientas comunes del magnetismo ambiental para el caso particular de la secuencia XOC16-II. A continuación, se presentan algunas consideraciones referentes a la mineralogía magnética.

4.1 EFECTO DE LA MINERALOGÍA MAGNÉTICA EN EL COCIENTE MRA/MRI_{100} Y LOS DIAGRAMAS DE DAY Y M_{rs}/χ_t VS H_{cr} .

El tamaño de partículas magnéticas inferido a partir de los cocientes de MRA y el diagrama de Day debe ser tratado con cautela. De acuerdo con la teoría, los granos de titanomagnetita con valores relativamente altos de los cocientes de MRA ($\chi_{MRA}/MIRS$ y MRA/MRI_{100}) deben localizarse en, o más cercanos a, la región de granos DS en el diagrama de Day (Dunlop, 2002a; 2002b). En este caso de estudio, en más de una muestra donde los valores relativamente altos de los cocientes de MRA indicaron mayor proporción de granos DS, su localización en el diagrama de Day sugirió, por el contrario, altos porcentajes de granos MD (Figuras 7 y 11).

Por ejemplo, las muestras de la subunidad IIa presentaron valores de MRA/MRI_{100} entre 0.052 a 0.079 y se distribuyen en la región de MD en el diagrama de Day (círculos verde turquesa en Figura 11) mientras que, las muestras de la unidad I presentaron valores de MRA/MRI_{100} entre 0.016 y 0.019 y se ubican muy cerca del límite DS – DPS (triángulos azules en Figura 11). Este comportamiento es opuesto a la teoría de mezcla de tamaño de granos en titanomagnetitas y a continuación se da una posible explicación de la contradicción.

Las muestras de la secuencia XOC16-II donde se ha inferido que la mineralogía magnética está constituida por titanomagnetitas, incluida la subunidad IIa (Figura 9 y 14.e), están representadas como círculos en la Figura 11. Puede observarse que los círculos se distribuyen desde la región de DPS hacia la región de MD (área verde en la Figura 11), con una tendencia hiperbólica parecida a la de las curvas de mezcla, las cuales se modelaron utilizando TM60 y magnetita pura sintéticas (Dunlop, 2002a). Por otro lado, las muestras donde se infirió la presencia de hematita y goethita, además de titanomagnetita (Tabla 4), se representan como

triángulos de diferente color en la Figura 11. Estas se agrupan desde el centro de la región de DPS hacia cerca del límite DS + DPS (área lila en la Figura 11).

Se ha reportado que la hematita de tamaño MD muestra valores de $M_{rs}/M_s > 0.5$ y $H_{cr}/H_c = 1.5 - 2$, valores típicos de magnetita DS (Dankers, 1978; Özdemir y Dunlop, 2014). De igual manera, las tefras del grupo 1, que contienen mineralogía magnética de titanomagnetitas, parecen seguir la tendencia de los círculos (con excepción de la base de la PTS) y las tefras del grupo 2, que contienen además hematita, se ubican cerca del área lila. Los argumentos anteriores sustentan la idea de que en la secuencia XOC16-II, la mineralogía magnética tiene una influencia importante en la distribución de las muestras en el diagrama de Day. Por lo tanto, no es posible utilizar, y no se utilizarán, las curvas de mezcla para calcular los porcentajes de granos DS, MD y SP, ni en la interpretación paleoambiental.

Un agrupamiento similar se observa en el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} (Figura 9) en el que se muestran regiones de mineralogía magnética trazadas por Irurzun *et al.* (2014) a partir de las muestras recopiladas y graficadas por Peters y Dekkers (2003). Una vez más, las muestras con titanomagnetita (círculos) y aquellas con titanomagnetita + hematita/goethita (triángulos) se agrupan en dos regiones distintas del diagrama. Los círculos están dispersos desde la región de titanomagnetita, pasando por la de magnetita, hasta una ubicación intermedia entre las regiones mencionadas y la de la hematita. Por otro lado, los triángulos no llegan a localizarse completamente dentro de la región de la hematita y se ubican entre las regiones de la magnetita y la de la hematita. Puesto que las muestras graficadas en el trabajo de Peters y Dekkers (2003) contienen un solo mineral, se propone que la localización intermedia de las muestras con titanomagnetita + hematita/goethita en este trabajo se debe a un efecto de la múltiple mineralogía magnética en las muestras.

Sería recomendable llevar a cabo un estudio del uso del diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} en muestras con proporciones variables de distintos minerales magnéticos para tener un mejor control de las interpretaciones de la mineralogía de muestras naturales realizadas en base a esta herramienta.

4. 2 MINERALOGÍA DE LOS GRANOS ULTRAFINOS SP

Una cuestión a resolver es la mineralogía magnética de los granos ultrafinos superparamagnéticos (SP). La abundancia de estos granos es evidenciada por la susceptibilidad dependiente de frecuencia ($\chi_{af}\%$), la cual presentó los valores más altos en las

subunidades magnéticas IIIb y IIb (Figura 7). En la UM IIIb, donde la susceptibilidad magnética es en general más alta que la IIb, se sugiere que los granos SP son de magnetita, mientras que en la IIb son de hematita y/o goethita. Esta sugerencia está basada en los valores comunes de χ de los diferentes minerales considerados (Dearing, 1994; Dunlop y Özdemir, 2015): $0.27 - 7.60 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ para hematita, $0.25 - 2.8 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ en goethita y $390 - 1116 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ en el caso de la magnetita. Probablemente la presencia de magnetita SP en la subunidad IIb se reflejaría en valores más altos de χ , lo cual no sucede, aunque también es posible que la baja χ sea resultado de un efecto de dilución provocado por la naturaleza del sedimento lacustre: carbonatos y materia orgánica (Figura 7).

Ya que algunos de los estudios más detallados de la $\chi_{df}\%$ se realizan en titanomagnetitas (Dearing *et al.*, 1996; Worm, 1998), mientras que la información para la hematita superparamagnética se menciona, pero no se discute ampliamente (Santana *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2010; Özdemir y Dunlop, 2014), en este estudio se considera que el comportamiento de la $\chi_{df}\%$ de los granos SP de hematita y goethita es el mismo que en titanomagnetitas. Es decir, la abundancia de granos SP estimados a partir de la $\chi_{df}\%$ se interpretará igual a lo largo de toda la secuencia XOC16-II, sin importar las variaciones de mineralogía magnética.

4. 3 INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECUENCIA XOC16-II

La interpretación paleoambiental de las propiedades magnéticas y geoquímicas se realizó con base en parámetros seleccionados que ofrecen la mayor información.

Los parámetros de concentración de minerales magnéticos (χ , χ_{MRA} , M_s , M_{rs}) covarían cercanamente con el porcentaje de Ti en las UM III y I, y en menor medida en la UM II (Figuras 7 y 15). Es más evidente en la unidad III, donde la actividad volcánica es notable. Probablemente la abundancia de edificios volcánicos alrededor de la subcuenca es responsable de esta covariación, ya que el titanio es un elemento común en rocas volcánicas y en los minerales magnéticos primarios encontrados en ellas (Butler, 1992, Evans y Heller, 2003). En la unidad II, donde la covariación no es tan cercana, es posible que los procesos ambientales jueguen un papel más importante en la mineralogía magnética de los sedimentos, interviniendo en la formación de minerales magnéticos autigénicos (libres de Ti) o promoviendo la disolución de minerales de Fe-Ti, que pueden modificar la susceptibilidad magnética y originar el desfase entre los parámetros mencionados.

Se eligió el Ti como indicador de aporte detrítico, y las relaciones χ_t/Ti y Fe/Ti se usaron para evidenciar neoformación autigénica de magnetita y formación/disolución de minerales de Fe, respectivamente. El cociente S_{300} se eligió como indicador de la proporción de minerales antiferromagnéticos (hematita/goethita) y el $\chi_{df}\%$ como indicador de la abundancia de granos ultrafinos SP. Los parámetros geoquímicos orgánicos COT, C/N y Si/Ti se utilizaron para observar la abundancia de materia orgánica en los sedimentos y las fracciones relativas de material vegetal terrestre y fitoplanctónico que la componen. El CIT representa la abundancia de carbonatos en el sedimento, los cuales, debido a la falta de rocas carbonatadas aflorando en la subcuenca de Xochimilco, se asume que se depositaron durante intervalos de mayor evaporación con respecto a la precipitación de agua de lluvia ($<P/E$) y, en consecuencia, bajo condiciones de mayor salinidad en el lago (Lozano-García *et al.*, 2015).

Estos parámetros se graficaron con respecto a la edad (Figura 17). Ya que los depósitos volcánicos no reflejan variaciones ambientales *per se*, fueron omitidos todos los valores obtenidos en las tefras para la interpretación ambiental. De aquí en adelante se omitirá el término cal AP, aunque debe asumirse que todas las edades presentadas están calibradas antes del presente.

4. 3. 1 Deglaciación del Pleistoceno tardío (17.9 – 11.7 ka)

Hacia el final del Pleistoceno se ha identificado el intervalo más reciente en la historia de la Tierra en que las capas de hielo en conjunto alcanzaron un volumen máximo, conocido como el Último Máximo Glacial (UMG). Se estima que este periodo ocurrió entre 26.5 y 20 – 19 ka, tras el cual comenzó la posterior deglaciación de las capas de hielo: hace 20 – 19 ka en el hemisferio norte y ~15 – 14 ka cal AP en el hemisferio sur (Clark *et al.*, 2009).

Además del UMG, se distinguen otros eventos climáticos de importancia en el Pleistoceno tardío: el Heinrich 1, el Bølling/Allerød y el Younger Dryas (Figura 16). Los eventos Heinrich se identifican en las secuencias sedimentarias marinas como capas con una alta proporción de fragmentos líticos de origen continental, transportados por icebergs que se desprendieron de glaciares de altas latitudes (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992). Están asociados a periodos fríos registrados en los sedimentos marinos. El evento Heinrich 1 (H1) ocurrió aproximadamente entre 17 – 15.8 ka (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993). El Bølling/Allerød (B/A) fechado ~15 – 13 ka (Alley *et al.*, 1993), corresponde a dos fases de condiciones más cálidas durante la deglaciación, atribuidas a un cambio abrupto en la circulación oceánica profunda (Oliver, 2005; Thiagarajan, *et al.*, 2014). Finalmente, el Younger Dryas (YD)

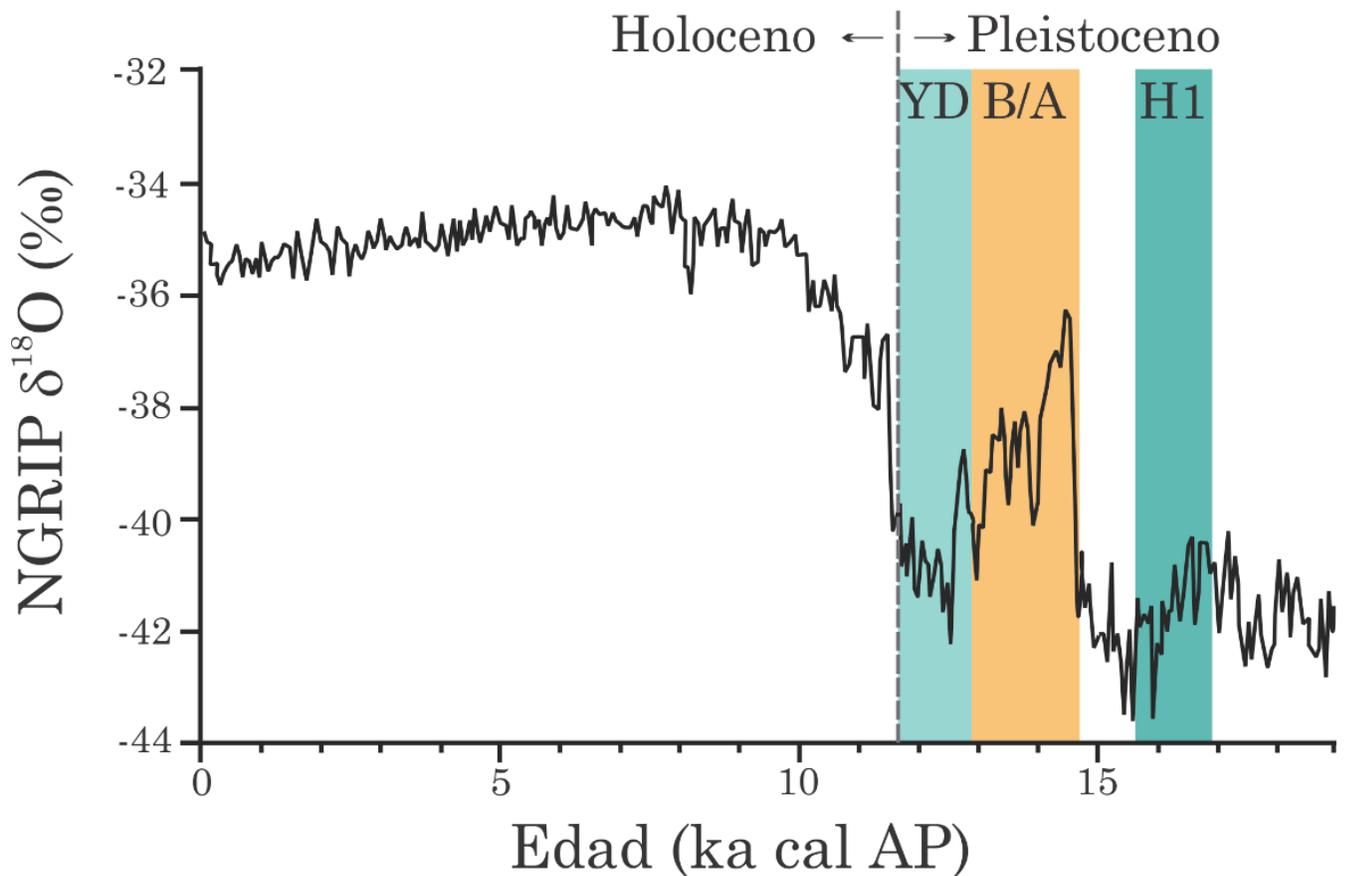


Figura 16. Eventos climáticos reconocidos durante la deglaciación del Pleistoceno tardío entre 19 y 11.7 ka cal AP. Datos de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) tomados de NGRIP, miembros del, (2004). El Heinrich 1 (H1) y el Younger Dryas (YD) muestran excursiones a valores más negativos del $\delta^{18}\text{O}$ indicando condiciones más frías. El aumento abrupto del $\delta^{18}\text{O}$ durante el Bølling/Allerød muestra el calentamiento registrado durante este evento. La línea vertical punteada marca el fin del Pleistoceno e inicio del Holoceno a finales del YD. Las edades de los eventos se encuentran en el texto.

representa una fase de enfriamiento abrupto al final del Pleistoceno entre $\sim 13 - 11.7$ ka que interrumpe la tendencia general de calentamiento de la deglaciación (Alley *et al.*, 1993; Labeyrie *et al.*, 2003; Walker *et al.*, 2008; 2009).

El fin del YD también representa el fin del Pleistoceno y el inicio del Holoceno, cuya subdivisión formal ha sido ratificada en el presente año (Head, 2018) con base en la propuesta de Walker *et al.* (2012). Así pues, los límites utilizados para el Holoceno en este trabajo son los siguientes: Holoceno Temprano: 11.7 – 8.2 ka; Holoceno Medio: 8.2 – 4.2 ka; y Holoceno Tardío: 4.2 – 0 ka.

En la secuencia XOC16-II, el inicio de la deglaciación (17.9 – 17 ka) está caracterizado por un relativamente alto aporte detrítico (moderado Ti), bajo contenido de materia orgánica y carbonatos (COT y CIT ~ 0) y un aporte tanto terrestre como fitoplanctónico a la materia orgánica (C/N ~ 13) (Figura 17). La mineralogía magnética predominante en este intervalo es

titanomagnetita y magnetita SP. Estas características sugieren condiciones de mayor precipitación con respecto a la evaporación ($>P/E$) que pudieron haber favorecido la escorrentía y la entrada de detritos a la cuenca, incluido material vegetal de la zona de captación, que se mezclaron con los restos de productores primarios fitoplanctónicos al depositarse ambos en el fondo del lago. Además, se sugiere que, a pesar de la tendencia de calentamiento propia de la deglaciación posterior al UMG, las condiciones fuesen relativamente frías durante este periodo, lo cual pudo haber inhibido el desarrollo óptimo de la vegetación alrededor del lago y la precipitación de carbonatos en los sedimentos (Figura 18.a).

En el intervalo que corresponde al evento Heinrich 1 ($\sim 17 - 15.8$ ka) el aporte detrítico se intensifica ($>Ti$), en tanto que la materia orgánica y los carbonatos permanecen como componentes minoritarios del sedimento (COT y CIT ~ 0) (Figura 17). Adicionalmente, se observa una disminución en la relación C/N (<10), reflejando un aumento relativo de la importancia de los productores primarios en el lago. Las condiciones anteriores sugieren que la temperatura es relativamente baja y que la cobertura vegetal alrededor del cuerpo de agua es aún más incipiente que en el periodo anterior, ya que, a pesar del aumento de la escorrentía ($>P/E$), no ingresa demasiado material vegetal terrestre al lago y en consecuencia el fitoplancton domina la MO del sedimento (Figura 18.b). Durante el H1 no se observa un aumento de sílice biogénica ($>Si/Ti$) que sugiera la proliferación de diatomeas como principal componente del fitoplancton en este momento, sin embargo, puede ser producto de una dilución debida al aumento de material detrítico en el sedimento.

Aproximadamente a 16.5 ka hay un aumento de la proporción de los minerales duros ($<S_{300}$) y los granos SP ($>\chi_{df}\%$) (Figura 17), condiciones que, al igual que la Fe/Ti, permanecen relativamente constantes hasta ~ 14.6 ka. Por otro lado, a partir de ~ 15.2 ka el aporte detrítico disminuye casi en un 50% con respecto al H1. Este hecho sugiere que durante todo ese tiempo los minerales magnéticos provienen de una fuente detrítica común y sólo varía la intensidad del aporte detrítico.

En este estudio no fue posible determinar la identidad de esta fuente con exactitud, aunque se propone que la naturaleza de la actividad volcánica durante este periodo temporal (16.5 – 14.6 ka) fuese responsable de la presencia de hematita en los sedimentos del lago, con base en que este mineral se infirió tanto en la tefra Cz-2.06 y la Cz-1.67 a través de la temperatura de Néel (Figura 8.c) y la adquisición de MRI (Figura 10). Ya que la actividad volcánica del Campo Volcánico Chichinautzin ha sido frecuente y el CVC se encuentra en la subcuenca de

Xochimilco, es posible que ambas tefras se hayan originado por distintos volcanes monogénicos pertenecientes a este campo. Además, el espesor de la Cz-1.67 (20 cm) fue el mayor de todas las tefras reconocidas, lo que sugiere una fuente cercana. En los flujos de lava del Xitle, perteneciente al CVC (Figura 1.c), se ha observado la presencia de titanohematita, producida a partir de la alteración de titanomagnetita (Caballero-Miranda *et al.*, 2016).

Las condiciones frías de la deglaciación se ven interrumpidas por el evento Bølling/Allerød (~15 – 13 ka) que, en general, presenta menor aporte detrítico (<Ti) y un aumento de la contribución del material vegetal terrestre a la MO con C/N = 12 al inicio del evento y C/N = 20 hacia el final del mismo (Figura 17). Durante este periodo también se infirió la presencia de hematita (<S₃₀₀). Particularmente, se observan dos capas distintivas en la secuencia XOC16-II durante el B/A. La primera es la lumaquela de ostrácodos (~14.3 ka), que coincide con un evidente aumento de CIT (Figura 17 y 18.c). Este depósito se interpretó como un aumento repentino de evaporación del agua del lago con respecto a la precipitación pluvial y escorrentía asociada (<P/E), que resultó en el descenso relativo del nivel del lago. El descenso pudo provocar la concentración de sales en el lago y permitir la precipitación de carbonatos en el sedimento, así como la proliferación de los ostrácodos. La segunda capa distintiva es el limo negro rico en materia orgánica (~14 ka) (COT = 7%) (Figura 17). En este limo negro la mineralogía magnética es sustancialmente diferente debido a la presencia de goethita, la cual se infirió a partir de la curva de k – T (Figura 12.f). En un estudio de propiedades magnéticas, realizado en perfiles de suelo del NO de Minnesota, se encontró goethita pedogénica en los horizontes superficiales de los perfiles (Maxbauer *et al.*, 2017). Se sugiere que la aparición de goethita en la secuencia XOC16-II estuvo asociada al desarrollo de suelo en la subcuenca y que fue posteriormente arrastrada por escorrentía hacia el lago. Adicionalmente, los mayores valores de χ_{df}/Ti , Fe/Ti y S₃₀₀ (Figura 17) y una Tc ~ 580 °C, también sugieren la neoformación de magnetita autigénica (Figura 18.d). Ya que el contenido de granos SP disminuye (< $\chi_{df}\%$), se propone que la magnetita neoformada es de tamaño DS. En diversos trabajos se ha observado que un tipo particular de bacterias, llamadas bacterias magnetotácticas, pueden formar magnetita pura de dominio DS, entre 35 y 120 nm, dentro de estructuras orgánicas conocidas como magnetosomas (Bazylinski *et al.*, 1994; Moskowitz, 1995; Frankel *et al.*, 1998; Spring y Bazylinski, 2003). Estas bacterias suelen vivir cerca de la zona de transición óxica–anóxica, la cual puede estar en la interfaz agua–sedimento o en la columna de agua (Paasche *et al.*, 2004; Moskowitz *et al.*, 2008; Lascu y Plank, 2013). Asimismo, se ha reportado una correlación positiva entre la abundancia de materia orgánica y la producción de

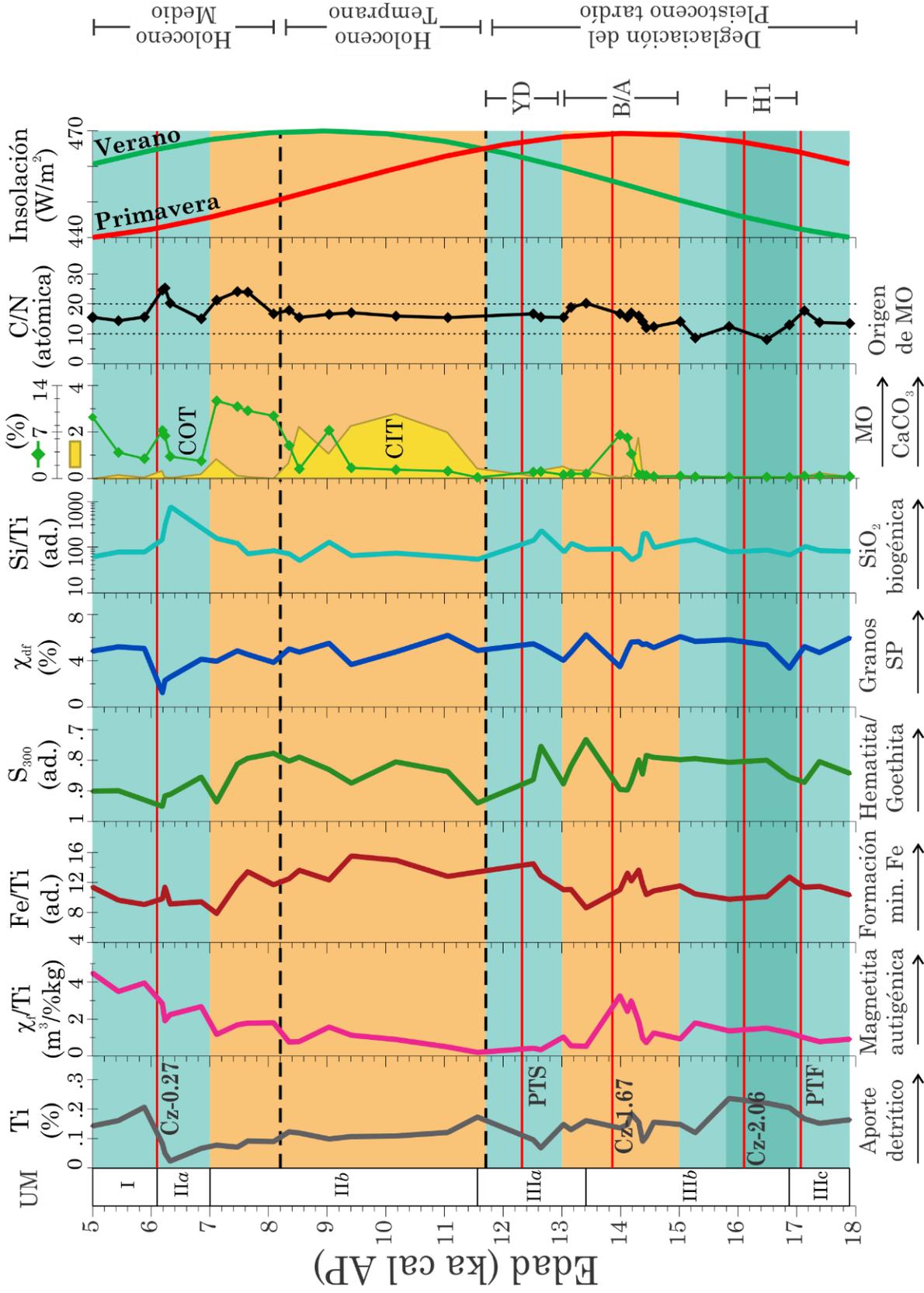


Figura 17. Perfiles magnéticos y geoquímicos seleccionados de la subcuenca de Xochimilco entre ca. 18 y 5 ka cal AP. Los valores medidos en las tefras se omitieron para observar solamente las variaciones en los sedimentos lacustres. Insolación de verano y primavera promedio diaria a 19° de latitud N; obtenida con el programa AnalySeries 2.0 (Paillard *et al.*, 1996) según la solución de Laskar *et al.* (2004).

magnetosomas en otros registros lacustres (Snowball *et al.*, 2002; Paasche *et al.*, 2004; Lascu y Plank, 2013). Por lo tanto, se propone que la magnetita encontrada en el limo negro proviene de la producción de magnetosomas, promovida por un ambiente empobrecido en oxígeno que fue resultado de la degradación de la materia orgánica (Lascu y Plank, 2013; Roberts, 2015). Durante el evento B/A, tanto el aumento de la materia orgánica en el sedimento, como el asociado incremento de la relación C/N en este depósito podrían ser resultado del desarrollo de la vegetación alrededor del lago. Se propone que, tanto para la deposición de la lumaquela, como para el desarrollo de la vegetación y el suelo alrededor del lago, las condiciones ambientales debieron ser relativamente más cálidas. El evento Younger Dryas (~13 – 11.7 ka) comienza con un bajo aporte detrítico (<Ti) que parece aumentar levemente hacia el final del mismo. Igualmente, se observa un aumento de la sílice biogénica (>Si/Ti) y la relación Fe/Ti, sin embargo, la materia orgánica terrestre y los carbonatos vuelven a reducirse en importancia en el sedimento (<COT, <C/N; CIT ~0) (Figura 17). Se observan también valores muy bajos de la relación χ_f /Ti y un aumento de la proporción de minerales suaves hacia el final del evento (>S₃₀₀). Estas condiciones sugieren una disminución en la relación P/E y menor temperatura, inferidas a partir de la disminución del aporte detrítico y el CIT; además, una abrupta reducción de la vegetación terrestre alrededor del lago con respecto al B/A, evidenciada por la menor abundancia de MOy la disminución de la relación C/N. Esta se refleja en un aumento relativo de la predominancia del fitoplancton, principalmente compuesto de diatomeas dado el aumento de Si/Ti (Figura 18.e).

Por otro lado, es factible que las propiedades magnéticas y geoquímicas de la muestra que se analizó por encima (1.1 – 1.04 m) de la Pómez Toluca Superior estén afectadas por los materiales de la misma. En las figuras 7 y 15 puede observarse que los valores correspondientes al intervalo 1.1 – 1.04 m (es decir, los valores reportados a 1.04 m) son muy parecidos a los valores de la cima de la PTS (valores reportados a 1.1 m), con excepción del Ti y el Fe. Esta similitud no es tan evidente en los sedimentos por encima de las otras tefras. Adicionalmente, tampoco se pudo obtener un valor de la relación C/N para este intervalo, ya que sus niveles de nitrógeno se encontraron por debajo del límite de detección del equipo, como ocurrió en la PTS y en el resto de los depósitos volcánicos (Figura 15).

Las dos evidencias más sólidas de la influencia de la PTS en los sedimentos depositados sobre ella pueden observarse en: 1) las curvas de adquisición de MRI de la Figura 13.d y 2) en la localización de la muestra correspondiente al intervalo 1.1 – 1.04 m en el diagrama de Day (círculo verde sobre el símbolo de la PTS en la Figura 11). En el primer caso, ambas curvas

de MRI describen aproximadamente el mismo comportamiento, que tiene como particularidades una rápida magnetización ($\sim 70\%$) en los primeros 100 mT de campo aplicado y una mejor saturación con respecto a todas las otras curvas obtenidas. En el segundo caso, puede observarse que tanto la muestra más cercana de la cima de la PTS (PTS 2 en la Figura 11) como el sedimento sobre ella se ubican alrededor de $M_{rs}/M_s = .24$ y $H_{cr}/H_c = 2.4$, muy cerca una de la otra. En conclusión, tanto la mineralogía magnética como el tamaño de grano del sedimento sobre la PTS parecen estar influenciados por las propiedades magnéticas y geoquímicas de la tefra y no es recomendable incluir esta muestra en la reconstrucción paleoambiental.

Adicionalmente, la influencia de la PTS puede explicar el aumento aparente del aporte detrítico ($>Ti$), el aumento del cociente S_{300} y los valores mínimos de χ_f/Ti al final del YD, pues en esta tefra se observó alto contenido de Ti (Figura 15), una mineralogía muy suave ($S_{300} = 1$; Figura 7), y el más alto porcentaje de contribución de la susceptibilidad paramagnética ($\% \chi_p$) a la χ_t (Figura 7), lo cual significa menor χ_f y, por lo tanto, menor χ_f/Ti . Aunque en las capas de sedimento depositadas sobre las tefras Cz-2.06 y Cz-1.67 también se observa una ubicación cercana a los depósitos volcánicos correspondientes (Figura 11), ocurre lo contrario en las tefras PTF y Cz-0.27. A falta de otras pruebas como el análisis de la curva de MRI presentado para la PTS se asume que las tefras restantes no influyen en los sedimentos colindantes.

4. 3. 2 Holoceno Temprano y Medio (11.7 – 5 ka)

Las unidades magnéticas II y I definidas a partir de la mineralogía magnética abarcan el Holoceno Temprano y una parte del Holoceno Medio, aunque no coinciden con los límites de estas subépocas.

El Holoceno Temprano (11.7 ka – 8.2 ka) está caracterizado por un cambio notable en los parámetros analizados. En este periodo muestra un aumento sostenido de CIT (Figura 17), que se interpretó como resultado de la precipitación de carbonatos en los sedimentos, entre ellos calcita, a la par con la proliferación de ostrácodos (Figura 4). Estas características sugieren un aumento de la temperatura y de la evaporación del agua del lago con respecto a la precipitación pluvial ($<P/E$), lo cual pudo provocar un incremento de la salinidad. Dichas condiciones prevalecen durante todo el Holoceno Temprano, aproximadamente por 3.5 ka (Figura 18.f).

La mineralogía magnética en este intervalo se caracteriza por mayor proporción de minerales

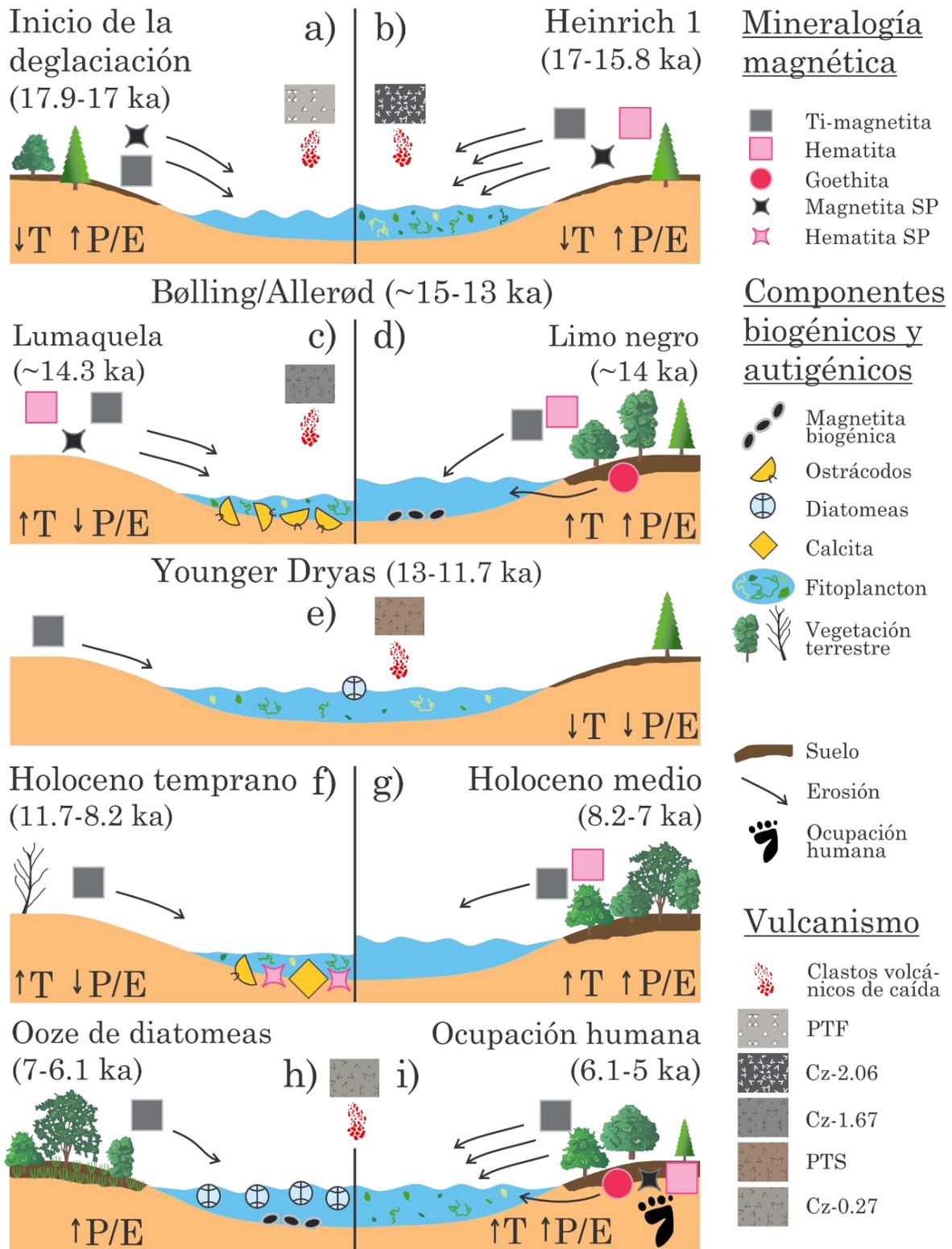


Figura 18. Modelo de evolución paleoambiental de la subcuenca de Xochimilco entre ca. 18 y 5 ka cal AP. Las condiciones de temperatura (T) y la relación (P/E) son relativas (véase el texto). La intensidad de la erosión está indicada por el número de flechas en cada cuadro. La fuente de los minerales magnéticos es detrítica cuando las flechas se muestran suspendidas y autigénica (formación dentro del lago mismo) si el mineral se muestra en el lecho del lago. Se representa con una flecha desde el suelo aquella fracción de los minerales que entran por aporte detrítico después de haber sido formados por procesos pedogénicos.

duros que en el periodo anterior, mientras que la abundancia de granos SP permanece relativamente elevada. Debido a los valores altos de la relación Fe/Ti y la baja χ_f /Ti se propone que el origen de los granos SP en este caso sea la formación autigénica de hematita como resultado de un descenso en el nivel lacustre por la intensa evaporación (Figura 18.f). Así como aumentó la concentración de iones requeridos para la precipitación de carbonatos, de la misma forma pudo incrementarse la concentración de Fe disuelto, que se ha observado puede promover la formación de hematita al entrar en contacto con ambientes oxigenados (Chan *et al.*, 2000; Roberts, 2015). El descenso del nivel lacustre pudo haber permitido la oxigenación de la columna de agua facilitando la formación de la hematita superparamagnética.

Este intervalo coincide con el máximo de insolación de verano para el paralelo 19 °N (Figura 17), que ocurrió hace ~9 ka, así como con alta insolación de primavera para la misma latitud. Este factor se discutirá más adelante.

El inicio del Holoceno Medio (8.2 – 7 ka) tuvo condiciones contrastantes con respecto al Holoceno Temprano. La materia orgánica alcanza sus valores más altos con predominancia de vegetación terrestre (C/N>20; Figura 17), mientras que los valores de CIT disminuyen y los ostrácodos se ausentan en el sedimento. Estas condiciones sugieren un aumento relativo de la precipitación con respecto a la evaporación (>P/E) que presumiblemente favoreció el desarrollo de la cobertura vegetal terrestre y disminuyó la concentración de sales en lago (Figura 18.g).

Por otro lado, en este periodo se infirió la presencia de minerales magnéticos duros al inicio del Holoceno Medio, con base en la adquisición de MRI (Figura 13. b) y se observó nuevamente un aumento relativo de la relación χ_f /Ti, al igual que de la proporción de minerales magnéticos suaves (>S₃₀₀) hacia el final del periodo (Figura 17).

Se propone que las condiciones contrastantes entre el Holoceno Temprano y el inicio del Holoceno Medio pueden explicarse en función de las temporadas de lluvia en la cuenca de México y de la insolación de primavera y verano diurnas promedio a 19 ° de latitud N. En primer lugar, se ha visto que la lluvia puede tener un efecto regulador que disminuye la temperatura en la temporada de lluvias (SMN, 2017). En segundo, la temporada de lluvias en la cuenca de México coincide con el verano, mientras que la temporada de secas abarca la primavera (SMN, 2017), por lo que sólo el verano cuenta con el efecto regulador de la lluvia.

Al inicio del Holoceno Temprano las insolaciones de primavera y verano son altas, mientras que durante el Holoceno Medio la insolación de primavera disminuyó (Figura 17). Esto significa que, en el Holoceno Temprano, la subcuenca de Xochimilco recibió mayor insolación

durante la temporada de secas, lo que probablemente implicó mayor evaporación anual, causando niveles lacustres más bajos que los inferidos para el Holoceno Medio (Figuras 18.f y 18.g).

Entre 7 y 6.1 ka, el rasgo distintivo de este periodo es la deposición de un ooze de diatomeas (Figura 18.h) evidenciado por la mayor abundancia de sílice biogénica de la secuencia. La asociación de especies presentes, *Fragilaria* spp., *Cocconeis placentula* y *Cymbella aspera*, entre otras, corresponde a un lago de agua dulce (Reyes Corona, 2017).

El aporte detrítico presentó un valor mínimo ($Ti \sim 0$), el cual puede ser resultado de un efecto de dilución por la abundancia de sílice o de materia orgánica ($COT = 7.5\%$). Sin embargo, un bajo aporte detrítico también puede favorecer la formación del ooze de diatomeas ya que así no se disminuye la proporción de diatomeas con respecto al material detrítico.

Las propiedades magnéticas muestran en conjunto baja concentración de titanomagnetitas MD, con escasos SP ($<\chi_t$, $>S_{300}$, $<\chi_{df}\%$ y Figura 14.e, f), aunque es posible que la abundancia de sílice, la cual es diamagnética ($\chi_p < 0$), sea responsable de los bajos valores de χ_t . Por otro lado, el aumento relativo de las relaciones Fe/Ti y χ_f/Ti , junto con la disminución de la $\chi_{df}\%$ pueden indicar neoformación de magnetosomas en presencia de MO.

Se propone que la presencia del ooze de diatomeas, con especies indicadoras de agua dulce, y el bajo aporte detrítico observado son resultado de un aumento de precipitación pluvial con respecto a la evaporación ($>P/E$), que promueve el desarrollo de una cubierta vegetal, la cual que impide una excesiva erosión de material detrítico (Figura 18.h).

El final de la secuencia XOC16-II (6.1 – 5 ka) caracterizada por limos y limos arenosos negros, mostró alto aporte detrítico ($>Ti$) y abundante materia orgánica de origen mixto ($>COT$, $C/N \sim 15$; Figura 17). Los parámetros magnéticos muestran los valores más altos de la relación χ_f/Ti de la columna, un abrupto incremento de granos SP ($>\chi_{df}\%$) y relativamente alta proporción de minerales suaves ($S_{300} \sim .9$). Una de las características magnéticas más sobresalientes es la variedad de minerales magnéticos inferidos: titanomagnetita, goethita, magnetita, y hematita, a partir de las curvas de $k-T$ (Tabla 4; Figura 14.h), las curvas de adquisición de MRI (Figura 13.c) y los ciclos de histéresis (Figura 14.g). El origen de la titanomagnetita es detrítico dada la naturaleza volcánica de la cuenca, sin embargo, la goethita, hematita y magnetita pueden haber sido formadas por procesos diagenéticos y/o pedogenéticos (Roberts, 2015).

La ocupación humana en Xochimilco, reportada desde hace ~ 6.15 ka, corresponde a este

último periodo de la secuencia XOC16-II (McClung y Acosta, 2015). Una de las actividades más emblemáticas de esta subcuenca es la agricultura basada en la construcción de chinampas en el interior del lago, mismas que implican la remoción del material del fondo del lago y su acumulación en terrazas que sobresalen al nivel del agua. Se sabe que contienen abundante materia orgánica, que son regadas hasta sobresaturación con agua del propio lago y que estuvieron sujetas a procesos pedogenéticos (Ramos-Bello *et al.*, 2001). La alternancia de sobresaturación de agua (ambiente reductor) y los momentos en que el suelo perdía su humedad y se oxigenaba asemejan las condiciones ambientales descritas por Maher y Thompson (2015) para la formación de magnetita secundaria ultrafina y de (oxihidr-)óxidos de Fe como la goethita y hematita (Roberts, 2015).

Por lo tanto, se propone que la compleja mineralogía de este intervalo es producto de las actividades humanas relacionadas con la agricultura. No es posible saber, sin embargo, si esta agricultura fue precisamente chinampera, ya que actualmente el sitio de muestreo de la secuencia XOC16-II está dentro del uso de suelo de agricultura de temporal, pero no en la zona chinampera (GPPA, 2012).

Asimismo, el cambio hacia uso de suelo agrícola normalmente requiere de deforestar, lo cual promueve la erosión del suelo. Esta puede ser una explicación para el alto aporte detrítico observado en este periodo. Finalmente, la perturbación del material superficial por las crecientes actividades humanas en la zona puede ser la causa de la aparente pérdida de los últimos cinco mil años de la secuencia. Con base en la tasa de sedimentación calculada para esta unidad (0.23 mm/año) se estima que se han perdido 1.15 m de secuencia estratigráfica.

4. 4 COMPARACIÓN CON OTROS REGISTROS LACUSTRES DEL CENTRO DE MÉXICO.

Para la comparación y esclarecimiento de las condiciones ambientales de la secuencia XOC16-II, se eligieron tres secuencias estratigráficas dentro del CVT. Dos de ellas en el lago de Chalco: CHA11-VII (Lozano-García *et al.* 2015) y CHA-E (Ortega-Guerrero *et al.*, 2000) y una en el lago Chignahuapan: STCRZ (Caballero *et al.*, 2002). Estas secuencias fueron elegidas porque en ellas también se realizaron estudios de propiedades magnéticas y cuantificaciones de materia orgánica, CIT y C/N. Además, el estudio en Chignahuapan permitió contrastar registros de la cuenca de México con la cuenca del Alto Lerma. En la Figura 19 se muestran parámetros seleccionados graficados en función de la profundidad, con excepción de los parámetros de la secuencia CHA11-VII que se grafican en función de la edad. La correlación

de las secuencias se apoyó en las tefras PTF y PTS, edades calibradas reportadas para cada secuencia y condiciones ambientales interpretadas en las diferentes secuencias por los autores.

4. 4. 1 Deglaciación del Pleistoceno tardío en Chalco y Chignahuapan

Durante la deglaciación del Pleistoceno tardío en la secuencia CHA11-VII se registraron variaciones importantes en el contenido de materia orgánica y la relación C/N, mientras que la precipitación de carbonatos permaneció relativamente constante (Figura 19). El COT y la relación C/N co-varían; se observa un momento de mínima materia orgánica dominada por el fitoplancton al inicio del Heinrich 1 y moderada abundancia de MO de origen mixto durante el resto del evento. Durante el Bølling/Allerød, el lago de Chalco fue relativamente profundo y diluido. Los valores más altos de COT y C/N se encontraron entre ~14 – 12 ka, indicando un alto aporte de material vegetal terrestre hacia el final del Pleistoceno (Lozano-García *et al.*, 2015). En la secuencia CHA-E, el cociente S_{300} muestra variaciones en la proporción de minerales duros, con una tendencia general hacia mayor contenido de hematita/goethita hacia finales del Pleistoceno (Figura 19). Se reportan tres intervalos con condiciones contrastantes: el primero, seco y frío con esencialmente titanomagnetita (8 – 7 m); el segundo, relativamente húmedo y cálido con variaciones en el contenido de hematita (7 – 5 m); el tercero, húmedo y frío con la mayor proporción de minerales duros (5 – 4.5 m) (Ortega-Guerrero *et al.*, 2000). La secuencia STCRZ registró las variaciones del nivel del agua del lago con base en asociaciones de diatomeas y propiedades magnéticas. Entre 7 y 5.8 m de profundidad la mineralogía mostró una disminución de la proporción de hematita ($>S_{300}$) junto con una asociación de diatomeas correspondiente a un lago de agua dulce relativamente profundo. Un pequeño intervalo por debajo de la PTS (5.8 – 5.5 m) con alto contenido de hematita y materia orgánica (PPI) y diatomeas de agua somera se interpretó como un intervalo de humedal somero causado por condiciones más secas. No se conoce la temporalidad aproximada para estos intervalos, ya que la PTF no se encontró en esta secuencia. Sin embargo, la secuencia está constreñida por una edad basal de 25.79 ka.

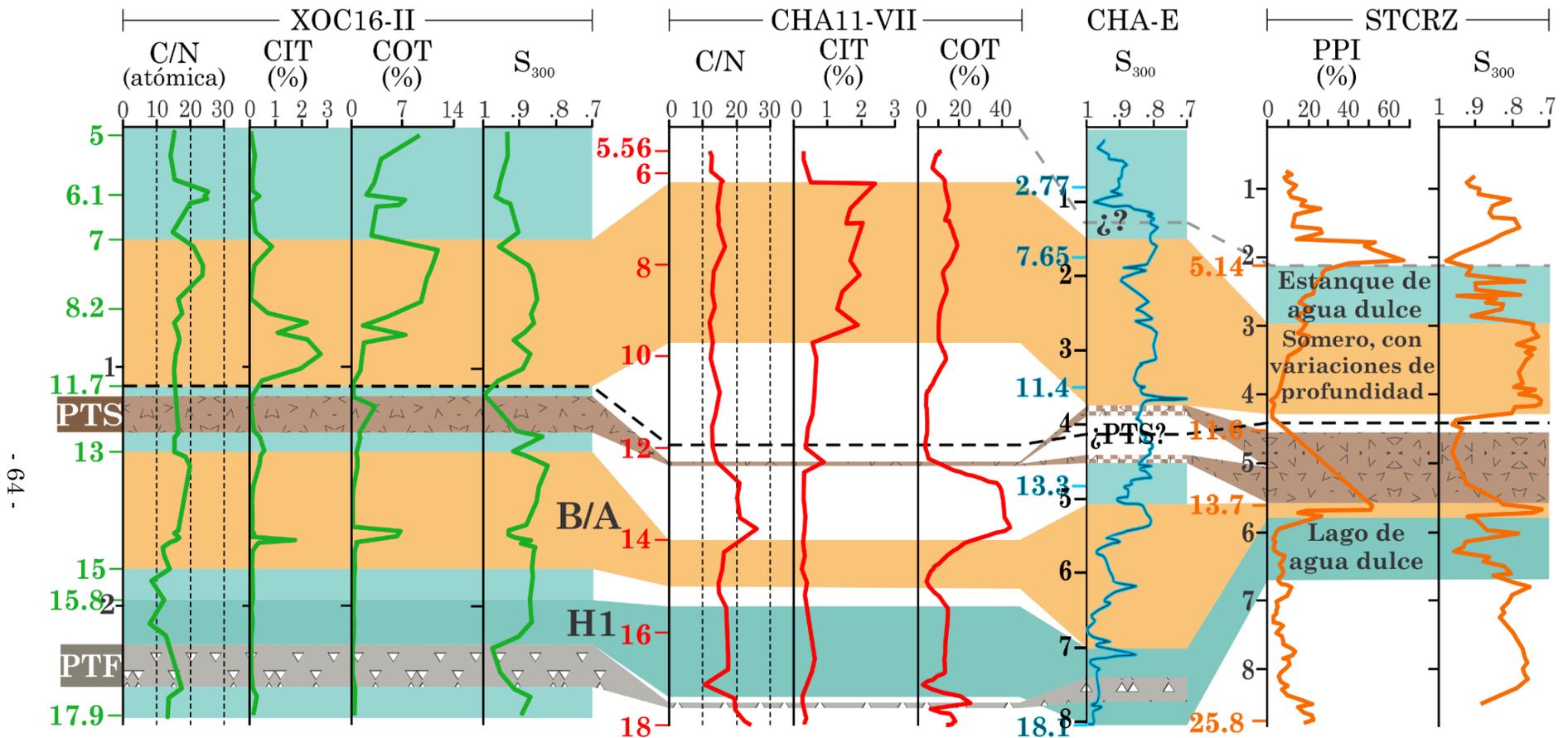


Figura 19. Comparación de la secuencia XOC16-II con otros registros del centro de México. a) XOC16-II. b) CHA11-VII. c) CHA-E. d) STCRZ. Los indicadores se graficaron en función de la profundidad (negro), con excepción de la secuencia CHA11-VII que se graficó en función de la edad. Las edades auxiliares (ka cal AP) de cada secuencia se muestran en su color correspondiente. Se señala horizontalmente el espesor de las tefras marcadoras a lo largo de las secuencias. PTF: Pómez Tutti Frutti; PTS: Pómez Toluca Superior. Se indica el límite Pleistoceno – Holoceno aproximado en cada secuencia. La línea gris discontinua en CHA-E y STCRZ señala la profundidad aproximada de 5 ka cal AP. Perfiles del núcleo CHA11-VII modificados de Lozano-García *et al.* (2015); CHA-E de Ortega-Guerrero *et al.* (2000) y STCRZ de Caballero *et al.* (2002)

4. 4. 2 Holoceno Temprano y Medio en Chalco y Chignahuapan

El inicio del Holoceno está marcado por condiciones más cálidas. En CHA11-VII se encontró un aumento en la precipitación de carbonatos con un máximo entre ~9.5 – 6 ka (Figura 19). El COT disminuye con respecto al final del pleistoceno tardío y oscila entre 10 y 20% con un origen mixto de vegetación terrestre y fitoplancton. Alrededor de 7.5 a 6 ka hay un aumento relativo de la contribución de material terrestre (>C/N).

En CHA-E se observa un abrupto incremento de hematita/goethita a principios del Holoceno, que marca el inicio de un intervalo con relativamente más minerales duros con respecto al final del Pleistoceno. Se ha interpretado este periodo como una disminución del nivel lacustre (Ortega-Guerrero *et al.*, 2000).

Lo mismo ocurre en STCRZ, donde se reportó una asociación de diatomeas de humedal somero y alto contenido de hematita/goethita entre ~9.75 – 6 ka consistente con un aumento de evaporación con respecto a la precipitación (<P/E). A continuación, se registró un aumento de materia orgánica, minerales más suaves y una asociación de diatomeas de agua dulce, indicando el aumento relativo del nivel del lago.

4. 4. 3 Comparación de las secuencias

Las condiciones relativamente frías del Heinrich 1 y las relativamente cálidas del Bølling/Allerød se observan en las tres secuencias anteriores, aun cuando no se hayan identificado como tales eventos en STCRZ y CHA-E. El intervalo frío del Younger Dryas, por otro lado, no parece presentarse en la secuencia STCRZ y no es discutido en CHA11-VII. El depósito contemporáneo al YD de la PTS es un impedimento en la interpretación e/o identificación de este evento climático. En el Holoceno Temprano se observan menores niveles lacustres en todas las secuencias. Los intervalos cálidos están acompañados por un aumento en la precipitación de carbonatos y aumento en la proporción de hematita/goethita evidenciados por altos valores de CIT y valores más bajos de S₃₀₀, respectivamente.

Sin embargo, existen diferencias en el efecto de los intervalos cálidos en las diferentes cuencas. Por ejemplo, durante el Bølling/Allerød, la disminución del nivel lacustre en Xochimilco, evidenciado por la deposición de la lumaquela de ostrácodos, contrasta con el relativamente profundo lago de Chalco reportado para ese evento (Lozano-García *et al.*, 2015). Por otro lado, las condiciones más cálidas en CHA11-VII y STCRZ son contemporáneas (~9.5 – 6 ka) mientras que el inicio del periodo más seco y cálido en Xochimilco se observa dos

milenios antes (11.7 – 8.2 ka). Debido a que la duración de este periodo seco y cálido es de aproximadamente 3.5 ka en los tres lagos el desfase temporal puede atribuirse al error asociado al modelo de edad.

Los cambios en el origen de la materia orgánica indicados por la relación C/N son muy similares entre CHA11-VII y XOC16-II. No obstante, una diferencia notable entre ambos registros es el máximo contenido de materia orgánica en CHA11-VII, que también se observa en STCRZ, a finales del Pleistoceno. Esto no se reconoce en XOC16-II, por lo que es posible que Chalco y STCRZ presentan una mejor preservación de la materia orgánica, o bien que hay un mayor aporte de MO hacia estos lagos que en Xochimilco.

Tanto la precipitación de carbonatos en Xochimilco durante el B/A, como la preservación de la materia orgánica en Chalco, pueden ser explicados con base en la extensión lacustre de ambos lagos. La superficie lacustre del lago de Xochimilco, de ~125 km² (Grupo Interdisciplinario UNAM, 2012), es casi la mitad de la extensión del lago de Chalco que cuenta con 240 km² (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015). El balance positivo de evaporación/precipitación establecido durante los eventos relativamente cálidos produce una disminución del volumen de agua de los lagos. Para un mismo volumen de agua retirado de ambos cuerpos lacustres, el descenso del tirante de agua para Xochimilco es mayor. Esto explica por qué en Xochimilco, y no en Chalco, el nivel de agua durante el B/A disminuyó lo suficiente para precipitar carbonatos y permitir la proliferación de los ostrácodos. Por otro lado, la preservación de la materia orgánica se favorece en condiciones poco oxidantes, las cuales pueden presentarse en lagos relativamente profundos en los que el fondo está en menor contacto con la superficie más oxigenada. Con base en la propuesta de una mayor variación del nivel del lago de Xochimilco con respecto a Chalco, las fluctuaciones cálidas, como la observada a finales del Pleistoceno en CHA11-VII, pueden causar la degradación de la materia orgánica con mayor facilidad en Xochimilco (Figura 19). Así se explica por qué no se observa un abundante contenido de MO en Xochimilco a finales del Pleistoceno.

5. CONCLUSIONES

Las propiedades magnéticas de los sedimentos, en conjunto con los parámetros geoquímicos, resultaron herramientas útiles para la interpretación de las variaciones paleoambientales en la subcuenca de Xochimilco.

La secuencia XOC16-II abarca un intervalo temporal de 17.9 a 5 ka cal AP. Con base en los parámetros analizados, la secuencia XOC16-II fue dividida en seis subunidades magnéticas que coinciden cercanamente a las unidades litoestratigráficas, aunque con un defase con la temporalidad de los eventos climáticos del Pleistoceno tardío y las subépocas del Holoceno.

Durante la deglaciación del Pleistoceno tardío (17.9 – 11.7 ka), se observaron fluctuaciones entre ambientes fríos y relativamente cálidos, con oscilaciones menores en el contenido y tipo de materia orgánica y una mineralogía magnética dominada por titanomagnetitas y con cantidades menores de minerales pedogénicos. Durante el evento Heinrich 1 (~17 – 15.8 ka), frío y húmedo, la escasa vegetación terrestre favoreció el mayor aporte detrítico y predominancia de fitoplancton en la MO. La mineralogía magnética se compone de titanomagnetita, con cantidades menores y variables de hematita/goethita y granos SP probablemente de magnetita.

El Bølling–Allerød (~15 – 13 ka) dio origen a dos depósitos particulares: 1) una lumaquela de ostrácodos con altos valores de CIT y 2) un limo arenoso negro, con goethita pedogénica + magnetita autigénica tamaño DS. Ambos se interpretaron como un cambio hacia condiciones relativamente cálidas y húmedas, que favorecieron el moderado desarrollo de la vegetación terrestre.

El evento Younger Dryas (~13 – 11.7 ka) estuvo caracterizado por una escasa escorrentía por precipitación pluvial, la reducción de la vegetación terrestre alrededor del lago con respecto al B/A, y la ausencia de minerales magnéticos secundarios como hematita o goethita. Todo ello puede ser resultado de las condiciones frías de este periodo que inhibieron la pedogénesis. Las condiciones paleoambientales del final del evento YD (~11.7 ka) no pudieron reconstruirse confiablemente ya que las propiedades magnéticas sugirieron una influencia de la Pómez Toluca Superior en el sedimento correspondiente a este intervalo.

La transición del Peistoceno al Holoceno estuvo marcada por un cambio importante en los sedimentos. En el Holoceno Temprano (11.7 – 8.2 ka) se observaron los valores más altos de

CIT, interpretados como una disminución del nivel lacustre y un consecuente aumento de la concentración de sales. Además, se infirió la presencia de hematita autigénica ultrafina (SP), la cual pudo haberse formado en respuesta a la disminución del nivel del lago y la oxigenación del mismo. Se propuso que el nivel del lago pudo haber disminuido como respuesta a la elevada insolación de primavera en conjunto con la de verano.

Más tarde, a inicios del Holoceno Medio (8.2 – 7 ka) se encontraron los valores más altos de materia orgánica predominantemente terrestre, mientras que los carbonatos ya no se presentaron. Esta característica se explicó como un aumento relativo de la precipitación con respecto a la evaporación ($>P/E$) y que favoreció el desarrollo de la cobertura vegetal terrestre y la disminución de concentración de sales en el agua. Coincidentemente, en este periodo la insolación de primavera era menos intensa con respecto al Holoceno Temprano.

El intervalo de 7 – 6.1 ka se caracterizó por la presencia de un ooze de diatomeas cuya asociación corresponde con un lago de agua dulce. Este se interpretó como resultado de un aumento de precipitación pluvial con respecto a la evaporación ($>P/E$) que disminuyó la salinidad del lago. A pesar de la naturaleza fitoplanctónica del depósito, se observa una predominante contribución de vegetación terrestre ($C/N = 25$).

Los sedimentos más superficiales de la secuencia XOC16-II (6.1 – 5 ka) presentaron múltiples minerales magnéticos: titanomagnetita, goethita, magnetita, y hematita y muy alto aporte detrítico. Ya que la ocupación humana más antigua reportada en Xochimilco coincide con este periodo temporal se propuso que las actividades humanas, particularmente la agricultura, fueron responsables de la compleja mineralogía, del aumento de escorrentía asociado a la deforestación de la cuenca y de la ausencia del registro del Holoceno Tardío (si es que alguna vez existió) en la secuencia XOC16-II.

Las variaciones ambientales observadas en la subcuenca de Xochimilco durante el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno Medio también se observaron en los registros lacustres comparados: CHA11-VII, CHA-E y STCRZ. En el Holoceno Temprano se observan menores niveles lacustres en todas las secuencias con una recuperación del nivel del lago hacia el Holoceno Medio. Las condiciones más cálidas en CHA11-VII y STCRZ son contemporáneas (~9.5 – 6 ka) mientras que el inicio del periodo más cálido en Xochimilco se observa dos milenios antes (11.7 – 8.2 ka). Se atribuye al error asociado al modelo de edad.

En general, se notó que los intervalos cálidos están acompañados por un aumento de la precipitación de carbonatos y de la proporción de hematita/goethita, evidenciados por altos

valores de CIT y valores más bajos de S_{300} , respectivamente.

La menor superficie lacustre del lago de Xochimilco (130 km²) con respecto al lago de Chalco (240 km²) se propone como la causa de un mayor descenso del tirante de agua ante las condiciones de intensa evaporación de los eventos cálidos, lo que explica la deposición de la lumaquela de ostrácodos durante el evento B/A en Xochimilco y no en Chalco.

Aunque el lago de Xochimilco mostró condiciones paleoambientales similares a las de Chalco y Chignahuapan respondió de manera particular ante los cambios ambientales regionales.

Finalmente, en algunos intervalos con abundante materia orgánica y valores altos de la relación χ_t/Ti , se sugirió la formación de magnetosomas por bacterias magnetotácticas. Se propone una mejor caracterización de esta componente magnética, y de la mineralogía magnética en general, mediante procedimientos analíticos adicionales, como: el análisis de la magnetización en baja temperatura, análisis de curvas inversas de primer orden (FORC analysis) y técnicas de separación (unmixing) de componentes magnéticos (Dekkers y Linssen, 1989; Moskowitz *et al.*, 1993; Egli, 2004; Maxbauer *et al.*, 2016).

ANEXO A. TEORÍA DEL MAGNETISMO DE ROCAS

En este capítulo se exponen las bases teóricas de las propiedades magnéticas analizadas. La Tabla 1 del capítulo 2 enlista dichas propiedades. Una explicación más profunda del magnetismo de rocas puede encontrarse en Dunlop y Özdemir (1997) y Tauxe (2010).

A. 1 COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO E IDENTIFICACIÓN DE MINERALES MAGNÉTICOS

El comportamiento magnético en la materia se produce por el movimiento de sus electrones. La cantidad vectorial que surge de ese movimiento es el momento magnético μ (Figura 4). Los electrones se distribuyen en los átomos por pares, con μ de dirección opuesta; si un electrón tiene su par, la suma vectorial de ambos μ es cero. La mayoría de los elementos químicos tiene momento magnético igual, o muy cercano, a cero, pues sus electrones están apareados. Algunos elementos de transición, como el Cr, Mn, Fe, Co y Ni, poseen un número específico de electrones cuya organización les confiere un μ mayor (Butler, 1992; Dunlop y Özdemir, 1997).

En un mineral, con millones de átomos, lo que se evalúa es su magnetización \mathbf{M} , i.e., el vector promedio de todos los μ en el volumen del cristal. En ausencia de un campo magnético \mathbf{H} externo aquellos minerales con $\mu = 0$ no tienen magnetización. Sin embargo, algunos minerales tienen una \mathbf{M} intrínseca producto de la distribución de átomos de elementos de

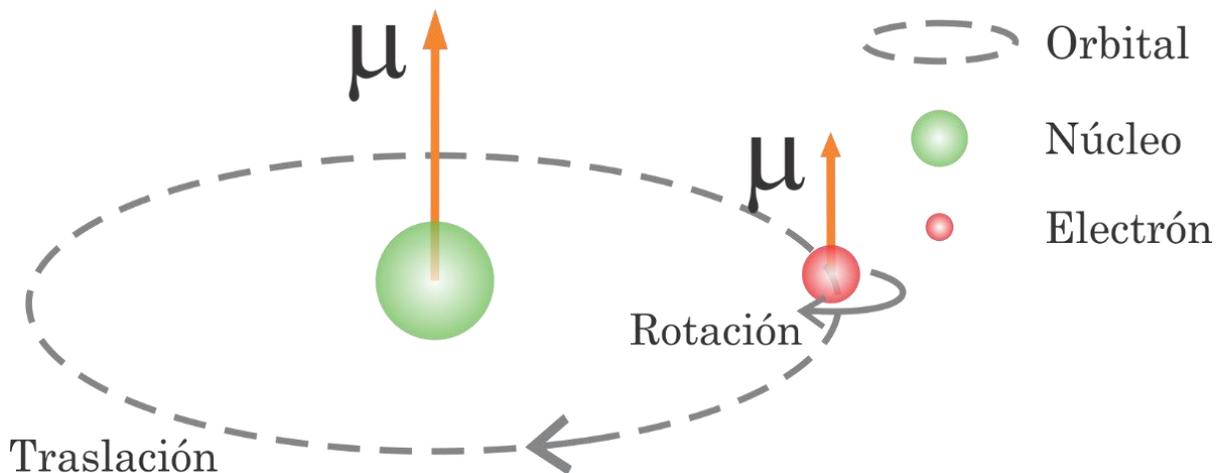


Figura A1. Momento magnético μ . Los movimientos de traslación (alrededor del núcleo del átomo) y de rotación (sobre su propio eje) del electrón producen vectores de momento magnético μ perpendiculares al plano de los movimientos. Las distancias y tamaños no están a escala.

transición en su red cristalina. Los momentos magnéticos de los minerales afectados por un **H** externo tienden a alinearse con el campo y adquieren una **M** inducida. Esta puede desaparecer al retirar el campo o conservar una fracción de la magnetización inducida. En el primer caso se dice que el mineral no tiene remanencia magnética; en el segundo, la remanencia existe y la fracción conservada de magnetización es la magnetización remanente **M_r** (Dunlop y Özdemir, 1997, Tauxe, 2010).

La relación entre **M** y **H** es una propiedad conocida como susceptibilidad magnética κ que básicamente indica la facilidad con que el mineral se magnetiza (Dearing, 1994). En realidad, κ es la susceptibilidad magnética volumétrica, pero en estudios de magnetismo ambiental habitualmente se presentan resultados de susceptibilidad magnética normalizada por la masa (χ), para lo cual κ debe dividirse por la densidad de la muestra (Evans y Heller, 2003). La forma en que los μ de los minerales responden a **H** externos define su comportamiento magnético.

Existen cinco tipos básicos de comportamiento magnético: diamagnetismo, paramagnetismo, antiferromagnetismo, ferrimagnetismo y ferromagnetismo. Sólo hablaremos de minerales de los cuatro primeros tipos por ser más representativos en los ambientes lacustres.

El diamagnetismo es propio de todos los materiales, aun cuando también se manifieste alguno de los otros tipos de comportamiento magnético. Los materiales diamagnéticos se caracterizan por presentar una débil **M** opuesta a **H**, por lo tanto, su χ es negativa y muy pequeña, del orden de 10^{-8} m³/kg (Evans y Heller, 2003). Si no hay un campo externo, el material no muestra evidencia magnética alguna. Por lo tanto, no tiene **M** intrínseca ni remanencia magnética (Figura 5.a). Ocurre en los materiales cuyos elementos químicos constituyentes tienen sus electrones apareados, i.e., $\mu = 0$. El cuarzo, la calcita y el agua son materiales diamagnéticos comunes en los sedimentos lacustres. Nótese que no poseen Fe en su composición química.

En los materiales paramagnéticos **M** es paralela a **H**: su χ es positiva y de mayor magnitud que la de los diamagnéticos, del orden de 10^{-7} m³/kg (Evans y Heller, 2003). Tampoco tienen remanencia ni **M** intrínseca, ya que en ausencia de **H** los μ se orientan aleatoriamente (Figura 5.b). La estructura química de los minerales paramagnéticos sí contiene Fe. Por ejemplo, minerales como el anfíbol, piroxeno y olivino son paramagnéticos comunes; también es posible encontrar siderita y piritita en los sedimentos.

Los átomos en los cristales de los minerales antiferro- y ferrimagnéticos están ordenados de una forma específica que produce la alineación de sus μ sin necesidad de un campo externo. Dentro de las redes cristalinas hay subredes en las que puede haber una misma dirección de alineación de los μ , pero que es diferente a la dirección de las subredes adyacentes (Figura 5.c, d). Los minerales antiferromagnéticos poseen subredes con μ de igual magnitud, pero dirección opuesta; su \mathbf{M} intrínseca resultante es nula (Figura 5.c). Los defectos en la red cristalina y los sitios atómicos de Fe desocupados son comunes en los minerales, causando que el antiferromagnetismo sea imperfecto y \mathbf{M} intrínseca > 0 (Figura 5.c). Los ferrimagnéticos, en cambio, poseen subredes con μ de direcciones opuestas, pero de diferente magnitud. En consecuencia, su \mathbf{M} intrínseca resultante es mucho mayor que la de los otros tipos de comportamiento magnético (Figura 5.d).

Adicionalmente, la susceptibilidad magnética de los minerales (antiferro-)ferrimagnéticos no es una relación lineal como en los comportamientos diamagnético y paramagnético; en cambio, presentan histéresis magnética. En el laboratorio, un procedimiento común es aplicar numerosos campos externos de diferente intensidad, generalmente entre 1000 mT (miliTesla) y -1000 mT, y medir la magnetización del mineral para cada uno de ellos, en presencia del campo aplicado. El resultado es un ciclo de histéresis magnética como los mostrados en las figuras 5.c y 5.d. La magnetización medida en presencia de un campo de 1 T (Tesla) es comúnmente empleada como magnetización de saturación \mathbf{M}_s (Figura 5.d). En el ciclo de histéresis la saturación se observa cuando la magnetización no aumenta a pesar del incremento sucesivo del campo; es decir, la curva se vuelve una recta horizontal. Un volumen de minerales ferrimagnéticos posee una \mathbf{M}_s muy alta en comparación con el mismo volumen de minerales antiferromagnéticos. Adicionalmente, la aplicación de un campo de 1 T no es suficiente para saturar un mineral antiferromagnético, por lo que una incipiente saturación a 1 T indica la presencia de este tipo de minerales.

Cuando el campo es retirado, tras haber saturado un mineral, queda cierta porción de magnetización contenida en él. esta es la magnetización remanente de saturación \mathbf{M}_{rs} . Para que el valor de esta magnetización en el ciclo de histéresis sea cero es necesario aplicar un campo inverso en la dirección opuesta al del campo de saturación. La magnitud de este campo inverso es la coercitividad \mathbf{H}_c . Debido a que la magnetización durante los ciclos de histéresis se mide en presencia de un campo aplicado, es posible que al retirar el campo \mathbf{H}_c aún exista una magnetización remanente. Por lo tanto, se requiere aplicar al mineral un campo mayor

para que al medir su magnetización en ausencia de un campo externo, \mathbf{M} sea nula. Este campo es la coercitividad remanente \mathbf{H}_{cr} y es siempre mayor que \mathbf{H}_c . La \mathbf{H}_c y \mathbf{H}_{cr} de los minerales antiferromagnéticos es mucho mayor que la de los ferrimagnéticos. Por esta razón, los primeros se conocen como minerales “duros” y los segundos como “suaves”.

La hematita y goethita son dos minerales antiferromagnéticos imperfectos muy importantes en los sedimentos. La hematita puede ser de origen magmático (primaria), o secundaria, al igual que la goethita, como producto de la oxidación de minerales con Fe en procesos pedogenéticos (Roberts, 2015). La magnetita es el mineral ferrimagnético más representativo en la naturaleza. Su habitual origen a partir del magma provoca que cantidades variables de Ti estén presentes en su estructura. Estas especies se conocen como titanomagnetitas.

Los parámetros más comunes para evaluar la presencia de minerales duros y suaves en muestras ambientales son las curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (MRI), los cocientes S y la magnetización remanente isoterma dura (MRID). Las curvas de adquisición de MRI se obtienen tras una rutina de laboratorio que consiste en aplicar pulsos de campos magnéticos crecientes en una misma dirección inicial arbitraria y medir la MRI tras cada aplicación de campo. Normalmente la rutina se realiza hasta alcanzar un campo máximo de 1 T, aunque puede ser mayor. La MRI correspondiente al campo máximo es la magnetización remanente isoterma de saturación (MRIS), que es equivalente a la \mathbf{M}_{rs} . Los minerales suaves adquieren una buena porción de magnetización en campos menores a 100 mT y después de 300 mT están saturados completamente. En cambio, los minerales duros continúan adquiriendo magnetización aún por arriba de los 300 mT y es posible que no se saturen completamente con el campo aplicado (Liu *et al.*, 2007).

La \mathbf{M}_s , \mathbf{M}_{rs} y χ son usados como indicadores de la concentración de partículas magnéticas. La susceptibilidad χ de una muestra tiene contribuciones de susceptibilidad de todos los tipos de materiales en ella, por lo tanto, se considera como la susceptibilidad magnética total χ_t . Es posible realizar una cuantificación de la susceptibilidad debida tanto a los materiales paramagnéticos como a los diamagnéticos y antiferromagnéticos, la cual es nombrada comúnmente como susceptibilidad paramagnética χ_p . Al restar la χ_p de la χ_t se obtiene la susceptibilidad debida a los minerales ferrimagnéticos χ_f .

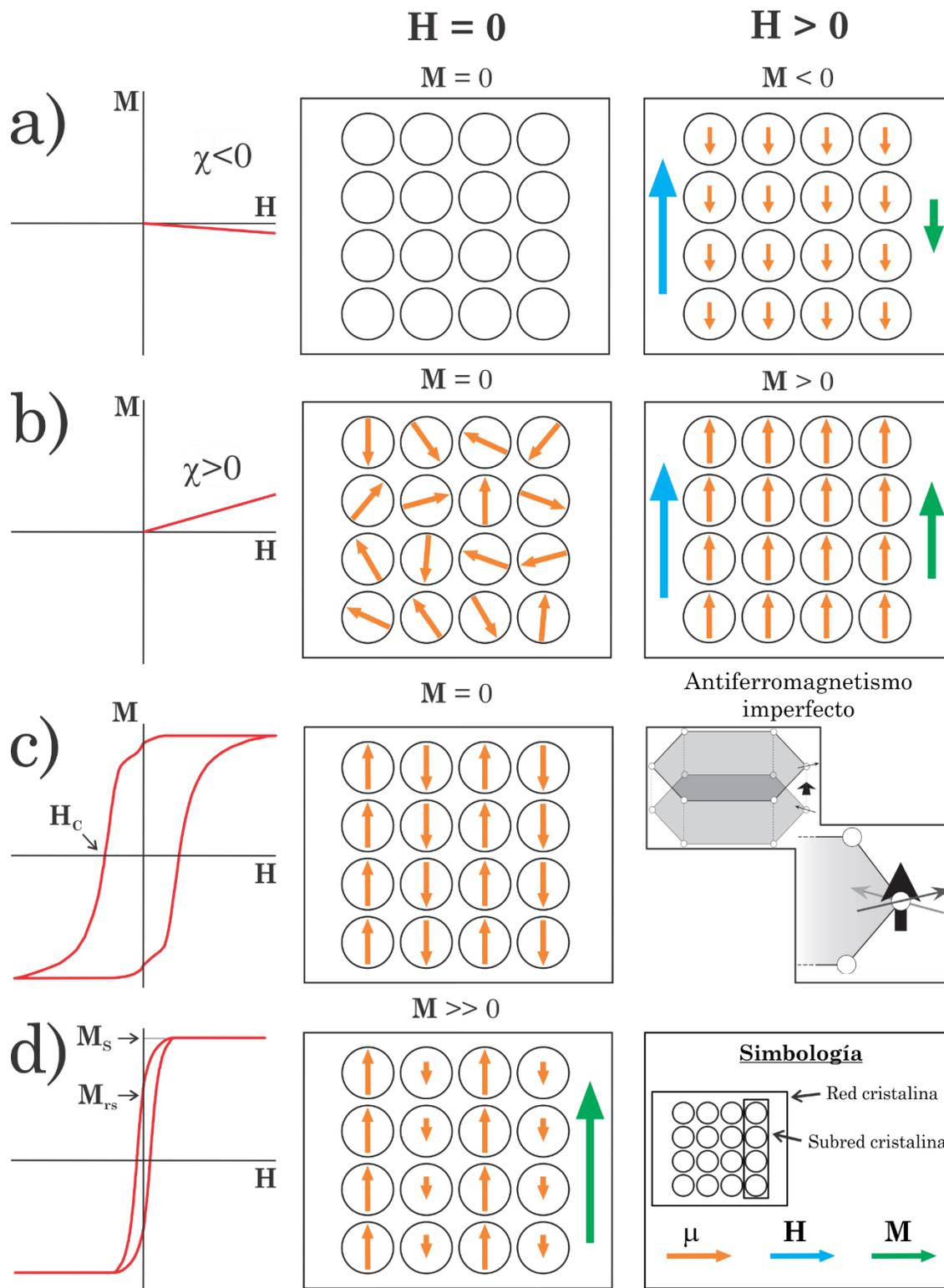


Figura A2. Relación de M con respecto a H de los diferentes tipos de comportamiento magnético. La primera columna muestra el diagrama $H - M$; la segunda presenta la dirección y magnitud de M en ausencia de un campo magnético externo ($H = 0$); la tercera muestra la dirección y magnitud de M en presencia de un campo magnético externo ($H > 0$). a) Diamagnetismo. b) Paramagnetismo. c) Antiferromagnetismo. Se muestra un esquema del antiferromagnetismo imperfecto de la hematita tomado de Butler (1992). Los hexágonos grises representan planos de la estructura cristalina de la hematita. d) Ferrimagnetismo. Ciclos de histéresis corregidos por la contribución paramagnética, redibujados de Tauxe (2010).

Una forma de discriminar los tipos de minerales magnéticos utilizando múltiples propiedades magnéticas es el diagrama M_{rs}/χ_t vs H_{cr} (Peters y Dekkers, 2003). En la Figura A3 se pueden apreciar agrupamientos de las muestras de una misma mineralogía. Las magnetitas y titanomagnetitas se localizan a la izquierda del diagrama con valores de H_{cr} menores a 100 mT. La relación M_{rs} con respecto a la χ_t puede llegar a 45 kA/m. La hematita y goethita se ubican a la derecha del diagrama, con valores de H_{cr} mayores a 100 y la relación M_{rs}/χ_t alcanza ~ 450 kA/m debido a la baja susceptibilidad magnética de estos minerales.

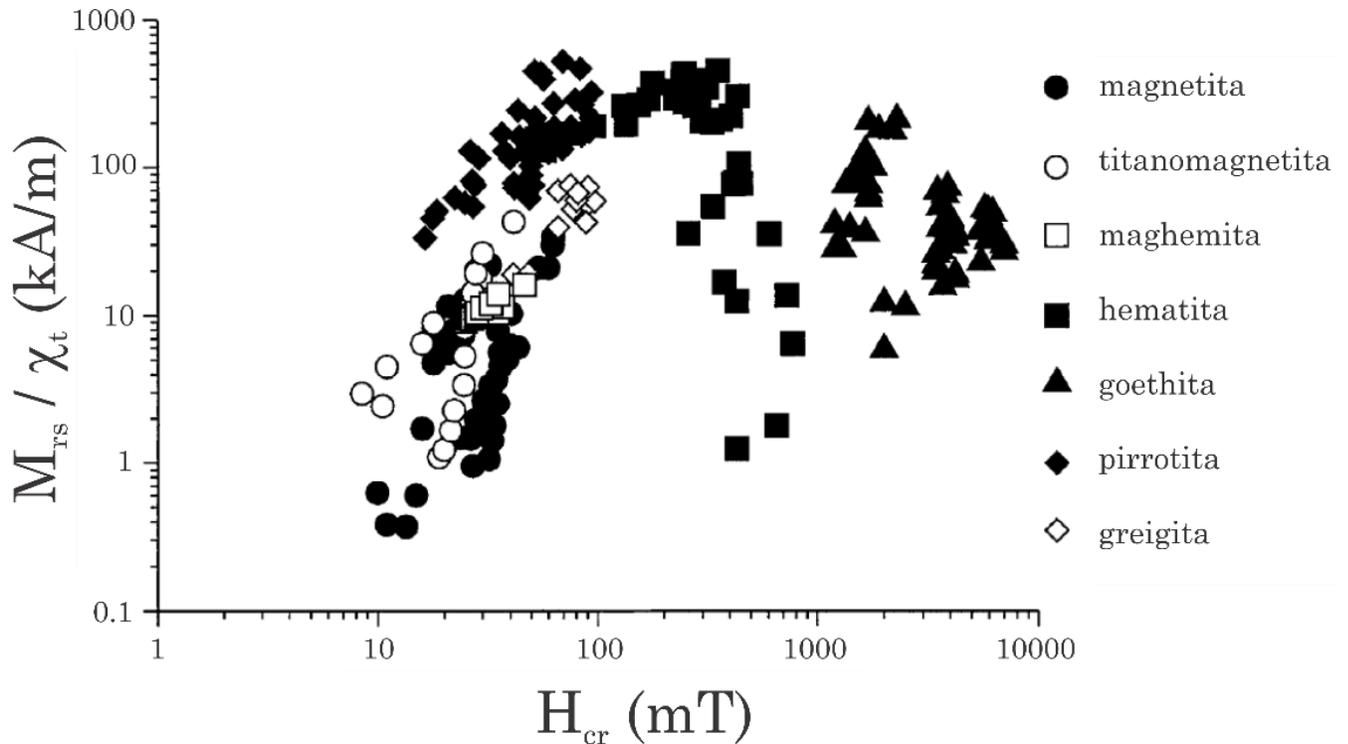


Figura A3. Diagrama de M_{rs}/χ_t vs H_{cr} . Las muestras contienen un solo mineral magnético: magnetita, titanomagnetita, maghemita, hematita, goethita, pirrotita o greigita. Cada mineralogía se distribuye en distintas regiones del diagrama de acuerdo con sus propiedades magnéticas. Modificado de Peters y Dekkers (2003).

Otra propiedad diagnóstica de los minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos es la temperatura a la cual pierden la alineación de sus μ y comienzan a comportarse como minerales paramagnéticos (Dunlop y Özdemir, 2015). Esta temperatura se conoce como temperatura de Curie (T_C) para los minerales ferrimagnéticos, y temperatura de Néel (T_N) en el caso de minerales antiferromagnéticos. Es diagnóstica debido a que cada mineral se convierte en paramagnético a una temperatura diferente de los otros. En un experimento termomagnético donde se mide la κ en función de la T (κ - T) la temperatura de Curie/Néel se observa como un desplome abrupto de la κ . La magnetita y hematita puras tienen temperaturas de Curie y Néel de 580 °C y 675 °C, respectivamente (Evans y Heller, 2003).

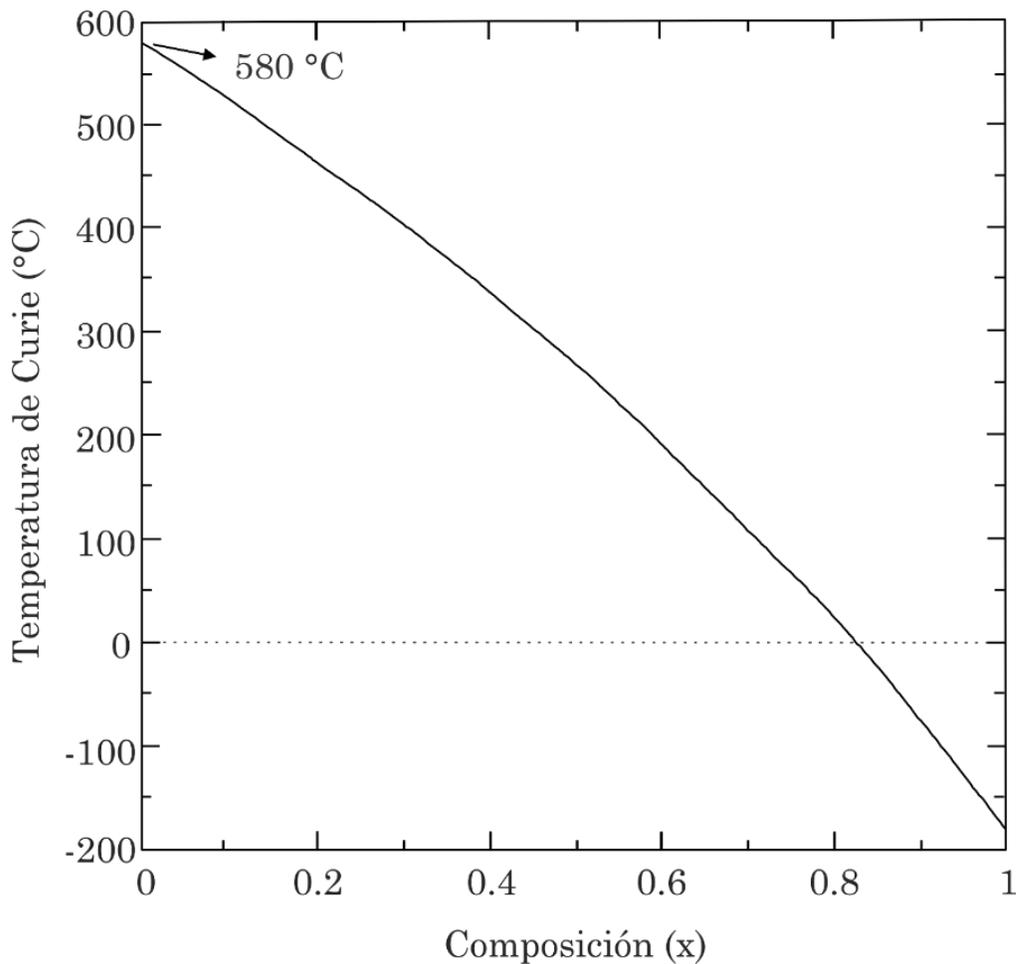


Figura A4. Temperatura de Curie (T_c) de las titanomagnetitas en función de su composición química. x es la fracción de titanio presente en la estructura cristalina de la titanomagnetita, con fórmula química $Fe_{3-x}Ti_xO_4$. Modificada de Evans y Heller (2003).

Ambos minerales presentan una disminución de la T_C (T_N), que es inversamente proporcional al contenido de titanio en el mineral, como se muestra en la Figura A4 para las titanomagnetitas. Aunque se calculan temperaturas puntuales, el decaimiento ocurre en un intervalo de temperatura. En la naturaleza es raro encontrar minerales puros o aislados y por lo general se presentan mezclas de minerales diferentes. Por ello es posible obtener curvas termomagnéticas con más de una temperatura de Curie/Néel.

A. 2 DETERMINACIÓN DEL TAMAÑO DE GRANO

El tamaño de los minerales magnéticos también tiene influencia en el comportamiento magnético. El aspecto más importante de las variaciones de las propiedades magnéticas con el tamaño de grano es la existencia de dominios magnéticos. Estos son regiones de magnetización dentro de los cristales que poseen una misma dirección de magnetización. Los granos de magnetita mayores a $\sim 110 \mu m$, tienden a formar más de una región de

magnetización dentro del mismo grano, también llamados granos multidominio (MD). Los granos entre 0.2 y 0.03 μm tienen una sola región de magnetización y son llamados dominio sencillo (DS). Entre estos dos tipos de dominio magnético existen los granos de dominio pseudo-sencillo (DPS), entre 110 y 0.2 μm , que presentan más de un dominio, pero muestran propiedades magnéticas de granos DS. Existen también los granos ultrafinos, $<0.03 \mu\text{m}$ en magnetita y 0.025 – 0.03 μm en hematita (Özdemir y Dunlop, 2014). Estos tienen una sola región de magnetización, aunque pierden con rapidez su magnetización inducida luego de retirar el campo aplicado, i.e., no tienen remanencia al menos a temperatura ambiente, pero muestran una gran susceptibilidad magnética. Por estas características, son llamados granos superparamagnéticos (SP) (Dearing, 1994). Los granos SP también se caracterizan por la dependencia de frecuencia de la susceptibilidad; por lo tanto, se realizan mediciones de susceptibilidad a diferentes frecuencias para detectar su presencia y estimar su abundancia en la muestra (Dearing, 1994).

La región única de magnetización en los granos DS los hace más estables que los MD ante la aplicación de campos magnéticos externos. Es decir, tienen mayor H_c que los MD, lo que les permite mantener una magnetización remanente con más facilidad. Por ello, una propiedad diagnóstica para distinguir entre estos dos tipos de dominio es la Magnetización Remanente Anhisterética (MRA): una magnetización inducida artificialmente por un campo magnético directo pequeño ($\sim 50 \mu\text{T}$) en presencia de otro campo alterno decreciente más grande, usualmente de 100 mT (Evans y Heller, 2003). Esta magnetización se normaliza por la densidad de la muestra y el campo directo, quedando con unidades de χ , por lo que se presenta como susceptibilidad de MRA (χ_{MRA}). Los granos de tamaño DS adquieren mayor MRA que los MD, por lo que los valores relativamente altos de MRA sugieren mayor abundancia de granos DS con respecto a MD. La χ_{MRA} en granos de magnetita de tamaño 0.03 μm aumenta hasta dos órdenes de magnitud con respecto a los granos MD (Figura A5).

En la práctica, se utilizan cocientes de dos propiedades magnéticas para estimar el tamaño de las partículas magnéticas. La MRA suele normalizarse con una MRI_{100} o MRIS . Los cocientes resultantes son $\text{MRA}/\text{MRI}_{100}$ y $\chi_{\text{MRA}}/M_{\text{rs}}$ cuya intención es obtener un parámetro de tamaño de grano independiente de la concentración. Los valores más altos de estos cocientes indican mayor proporción de granos DS en la muestra con respecto a los granos MD.

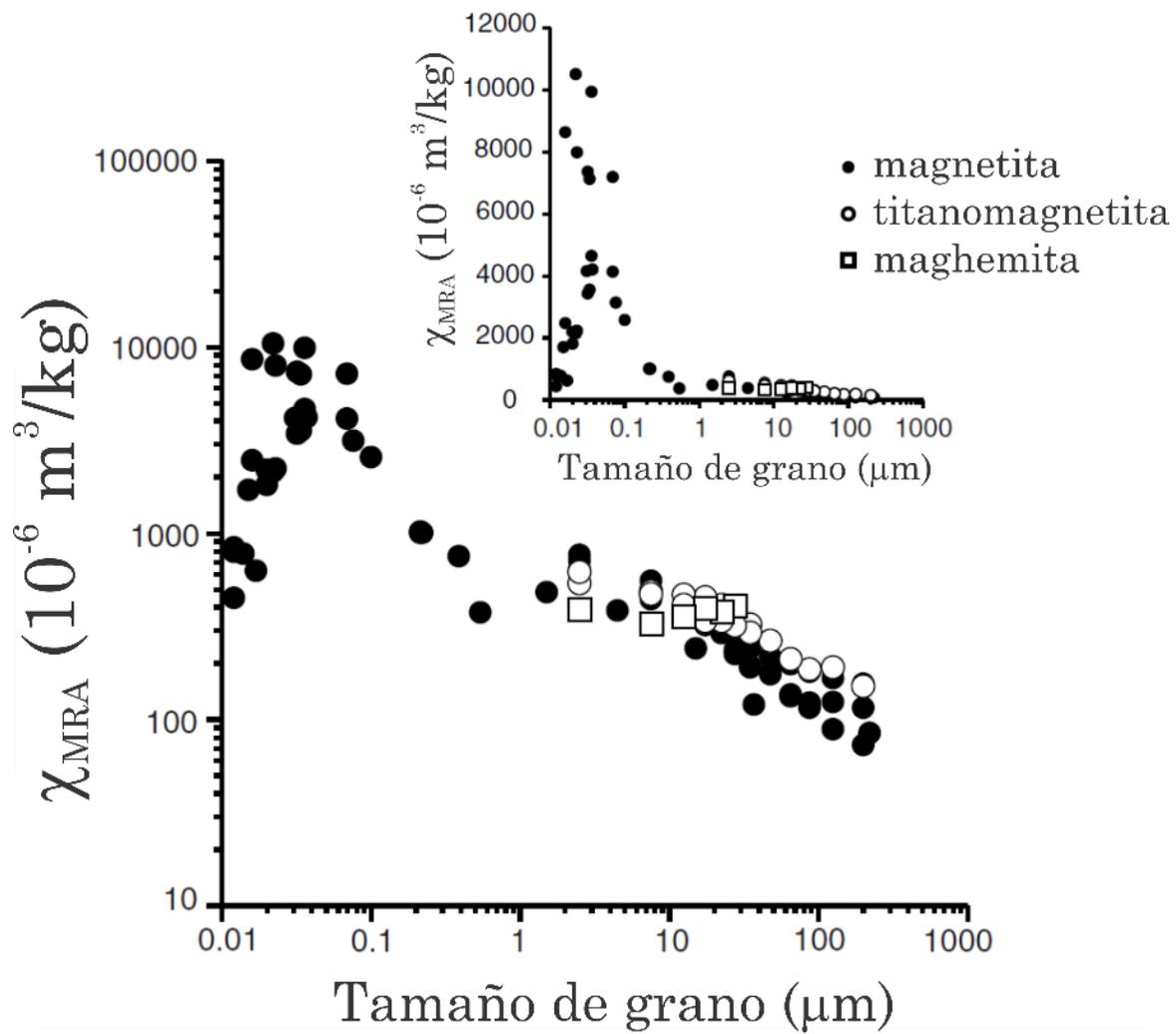


Figura A5. Variación de la χ_{MRA} en función del tamaño de grano de magnetita, titanomagnetita y maghemita. La χ_{MRA} es máxima cerca de la transición de tamaño SP a DS (0.03 μm). Modificada de Peters y Dekkers (2003).

6. REFERENCIAS

- Alley, R. B., Meese, D. A., Schuman, C. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A. Y Zielinski, G. A. (1993). Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, *362*, 527–529.
- Arana-Salinas, L., Siebe, C. y 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*, *192*, 212–231.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Lassiter, J. C., Benowitz, J. A., Macías, J. L. y Ramírez-Espinosa, J. (2013). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism. *Bulletin of Volcanology*, *75*, 774.
- Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O. y Lenhardt, L. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *67*(2), 123–143.
- Arce, J. L., Macías, J. L., Gardner, J. E. y Layer, P. W. (2006). A 2.5 ka History of Dacitic Magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: Petrological, ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating, and Experimental Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*, *47*(3), 457–479.
- Arce, J. L., Macías, J. L., y Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *GSA Bulletin*, *115*(2), 230–248.
- Arce, J. L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P. y Rueda, H. (2008). Late Pleistocene flank collapse of Zempoala volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *177*, 944–958.
- Bartington Instruments Limited. (s.f.) *MS2/MS3 Magnetic Susceptibility System*. Recuperado de http://www.bartington.com/Literaturepdf/Datasheets/MS2_MS3%20DS0020.pdf
- Bazylinski, D.A., Garratt-Reed, A. J., y Frankel, R. B. (1994). Electron microscopic studies of magnetosomes in magnetotactic bacteria. *Microscopy Research and Technique*, *27*, 389–401.
- Bloomfield, K., y Valastro, S. (1974). Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, *85*, 901–906.
- Bond, G. C., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, *365*, 143–147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., e Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, *360*, 245–249.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, *51*(1), 337–360.
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications.

- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J. y Macías, J. L. (1999). Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology* 22, 399–411.
- Caballero, M., Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S., Macías, J. I. y Sugiura, Y. (2002). Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186, 217–235.
- Caballero-Miranda, C. I., Alva-Valdivia, L. M., González-Rangel, J. A., Gogitchaishvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J. y Kontny, A. (2016). Vertical AMS variation within basalt flow profiles from the Xitle volcano (Mexico) as indicator of heterogeneous strain in lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311, 9–28.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R. G. y Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, 148(3), 492–506.
- Cantagrel, J. M., Robin, C. y Vincent, P. (1981). Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (México). *Bulletin of Volcanology* 44(2), 177–188.
- Chan, M. A., Parry, W. T. y Bowman, J. R. (2000). Diagenetic hematite and manganese oxides and fault-related fluid flow in Jurassic sandstones, southeastern Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84, 1281–1310.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. y McCabe, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710–714.
- Dankers, P. H. M. (1978). *Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain size*. (Ph.D. thesis). University of Utrecht, Utrecht, Netherlands.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260–267.
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J. J. y Mitre-Salazar, L. M. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología*, 104, 1–71.
- Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A. y O'Grady, K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124, 228–240.
- Dearing, J.A. (1994). *Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system*. England, Chi Publishing.
- Dekkers, M. J. y Linssen, J. H. (1989). Rock magnetic properties of fine-grained natural low-temperature haematite with reference to remanence acquisition mechanisms in red beds. *Geophysical Journal International*, 99, 1–18.
- Dunlop, D. J. (2002a). Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 2056.
- Dunlop, D. J. (2002b). Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c). 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 2057.

- Dunlop, D. J. y Özdemir, Ö. (1997). *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism Series. Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press.
- Dunlop, D. J. y Özdemir, Ö. (2015). 5.08 – Magnetisations in rocks and minerals. En Schubert, G. (Ed.) *Treatise on geophysics* (2ª Ed., Vol. 5, pp. 255–308). Elsevier.
- Egli, R. (2004). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments. *Studia Geophysica et Geodaetica* 48, 391–446.
- Enciso-de la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, 10, 26–36.
- Evans, M. y Heller, F. (2003). *Environmental Magnetism. Principles and Applications of Environmagnetics*. USA. Academic Press, Elsevier Science.
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G. y Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91–105.
- Ferrari, L., Orosco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- Frank, U. y Nowaczyk, N. R. (2008). Mineral magnetic properties of artificial samples systematically mixed from haematite and magnetite. *Geophysical Journal International*, 175, 449–461.
- Frankel, R. B., Zhang, J. P. y Bazylinski, D. A. (1998). Single magnetic domains in magnetotactic bacteria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103, 30601–30604.
- Garay, Francisco de. (1888). *El Valle de México: apuntes históricos sobre su hidrografía, desde los tiempos más remotos hasta nuestros días*. México. Oficina Tipográfica de la Secretaría de Fomento.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., y Espíndola, J.M. (2002). Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico. En *Geological Society of America Map and Chart Series MCH089*.
- García-Palomo, A., Zamorano, J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R. y Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 158–178.
- GPPA. (2012). *Informe Final. “Taller seminario: temas ambientales”. Tendencias y propuestas sobre el hundimiento de la zona del ANP “Ejidos de Xochimilco y San Gregorio Atlapulco”*. Recuperado de http://centro.paot.org.mx/documentos/paot/estudios/informe_final.pdf
- Grupo Interdisciplinario UNAM. (2012). *Segundo informe de validación en campo zona lacustre Ejidos de Xochimilco y San Gregorio Atlapulco*. [en línea] Recuperado de <http://studylib.es/doc/7007794/segundo-informe-de-validaci%C3%B3n-en-campo>
- Head, M. J. (2018, junio 20). IUGS ratifies Holocene subdivisión. [Publicación en página web] Recuperado de <http://quaternary.stratigraphy.org/iugs-ratifies-holocene-subdivision/>
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142–152.

- Irurzun, M. A., Gogorza, C., Sinito, A., Chaparro, M., Prieto, A., Laprida, C., Lirio, J., Navas, A. y Nuñez, H. (2014). A high-resolution palaeoclimate record for the last 4800 years from lake la Brava, SE pampas plains, Argentina. *Geofísica Internacional*, 53(4), 365–383.
- Jaimes-Viera, M. C., Martín del Pozzo, A. L., Layer, P. W., Benowitz, J. A. y Nieto-Torres, A. (2018). Timing the evolution of monogenic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225–242.
- Junta Directiva del Desagüe del Valle de México. (1902). *Memoria histórica, técnica y administrativa de las obras del desagüe del Valle de México (1449-1900)*. México. Tipografía de la Oficina Impresora de Estampillas de Palacio Nacional.
- Labeyrie, L., Cole, J., Alverson, K., Stocker, T. (2003). The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary. En: Alverson, K. D., Pedersen, T. F. y Bradley, R. S. (Eds.). *Paleoclimate, Global Change and the Future. Global Change – The IGBP Series*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Lascu, I. y Plank, C. (2013). A new dimension to sediment magnetism: Charting the spatial variability of magnetic properties across lake basins. *Global and Planetary Change*, 110, 340–349.
- Lascu, I., Wohlfarth, B., Onac, B., Björck, S. y Kromer, B. (2015). A Late Glacial paleolake record from an up-dammed river valley in northern Transylvania, Romania. *Quaternary International*, 388, 87–96.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, I. F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. y Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261–285.
- Layer, P.W., Macías, J.L., Arce, J.L. y García-Tenorio, F. (2009). Late Pleistocene-Holocene volcanism of the Mexico Basin and assessment of volcanic hazards in one of the world's largest cities. AGU Fall Meeting abstracts.
- Liu, Q., Barrón, V., Torrent, J., Qin, H. y Yu, Y. (2010). The magnetism of micro-sized hematite explained. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183, 387–397.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoaña, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., y Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50, RG4002.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Torrent, J., Horng, C.-S. y Larrasoaña, J. C. (2007). What do the HIRM and S-ratio really measure in environmental magnetism? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(9), Q09011.
- Lozano-García, M. y Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99(2), 77–93.
- Lozano-García, M., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, 40, 332–342.
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L. y Caballero, M. (2015). Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*, 84, 262–271.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A. y Zamorano-Orozco, J. (1994). Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, DF, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 13–52.
- Macías, J. L., García, P. A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C. y Scott, K. (1997). Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, central

- Mexico. En Link, P. K., y Kowallis, B. J. (Eds.) *Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics, and volcanology: Utah, Nevada, southern Idaho, and central Mexico*. Brigham Young University, Geology Studies, 42(1).
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G., López-Pizaña, F. y Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. En Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G. y Molina-Garza, R.S. (Eds.) *The Southern Cordillera and Beyond*. Geological Society of America Field Guide 25, 163–193.
- Maher, B. y Thompson, R. (1995). Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* 44, 383–391.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R. y 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*, 93, 125–150.
- Martínez, Henrico. (1948). *Repertorio de los tiempos e historia natural de Nueva España*. México. Secretaría de Educación Pública.
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M. y Fox, D. L. (2016). MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences* 95, 140–145.
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., Fox, D. L. y Nater, E. A. (2017). Response of pedogenic magnetite to changing vegetation in soils developed under uniform climate, topography, and parent material. *Scientific Reports*, 7, 17575.
- McClung, E. y Acosta, G. (2015). Una ocupación del periodo de agricultura Temprana en Xochimilco (ca. 4200-4000 a.n.e.). *Anales de Antropología*, 49(2), 299–315.
- Meyers, P. A. e Ishiwatari, R. (1995). Organic matter accumulation records in lake sediments. En Lerman, A., Imboden, D. y Gat J. (Eds.) *Physics and Chemistry of Lakes*. New York: Springer-Verlag, 279–328.
- Meyers, P. A. y Teranes, J. L. (2001). Sediment Organic Matter, en Last, W. M. y Smol, J. P. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Mooser, F. (1963). Historia tectónica de la Cuenca de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 15, 239–245.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J. y Uchiumi, Sh. (1991). Southward migration of volcanic activity in the Sierra Las Cruces, basin of Mexico? A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofísica Internacional*, 30(2), 61-70.
- Moskowitz, B. M. (1995). Biomineralization of magnetic minerals. *Reviews of Geophysics*, 33(S1), 123–128.
- Moskowitz, B. M., Bazylinski, D. A., Egli, R., Frankel, R. B. y Edwards, K. J. (2008). Magnetic properties of marine magnetotactic bacteria in a seasonally stratified coastal pond (Salt Pond, MA, USA). *Geophysical Journal International*, 174(1), 75–92.
- Moskowitz, B. M., Frankel, R. B. y Bazylinski, D. A. (1993). Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 283–300.

- NGRIP, miembros del. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. Datos recuperados desde http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/data/NGRIP_d18O_and_dust_5cm.xls
- Oliver, J. (2005). *Encyclopedia of World Climatology*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht, Berlin, Heidelberg, New York. Springer.
- Ortega-Guerrero, B., Lozano-García, M. S., Caballero, M. y Herrera-Hernández, D. A. (2015). Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, México, desde el MIS 3. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 185–201.
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2000). Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science* 15(2), 127–140.
- Ortega-Guerrero, B., y Newton, A. J. (1998). Geochemical Characterization of Late Pleistocene and Holocene Tephra Layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quaternary Research*, 50, 90–106.
- Ortiz Enríquez, O. (2017). *Petrografía y geoquímica del vulcanismo monogenético de la Sierra de Santa Catarina, cuenca de México*. (Tesis de Licenciatura). Universidad Autónoma de Guerrero, Taxco el Viejo, Guerrero.
- Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. y Tarling, D.H. (2000). Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201–215.
- Özdemir, Ö. y Dunlop, D. J. (2014). Hysteresis and coercivity of hematite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 2582–2594.
- Paasche, Ø., Løvlie, R., Dahl, S. O., Bakke, J. y Nesje, A. (2004). Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 319–333.
- Paillard, D., Labeyrie, L. y Yiou, P. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(39), 379.
- PAOT. (2008). *Estudio sobre la zona chinampera y demás afectadas de las delegaciones Xochimilco, Tláhuac y Milpa Alta, por la proliferación de asentamientos humanos irregulares en materia de afectaciones al medio ambiente y el ordenamiento territorial*. Dirección de Estudios, Dictámenes y Peritajes del Ordenamiento Territorial. [en línea]. Recuperado de <http://centro.paot.org.mx/documentos/paot/estudios/EOT-01-2008.pdf>
- Pardo, M. y Suárez, G., (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357–12373.
- Peters, C. y Dekkers, M. J. (2003). Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 659–667.
- Ramos-Bello, R., Cajuste, L., Flores-Román, D., y García-Calderón, N. (2001). Metales pesados, sales y sodio en suelos de chinampa en México. *Agrociencia*, 35, 385–395.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu,

- M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Reyes Corona, I.Y. (2017). *Estratigrafía y ambientes de depósito de los sedimentos del Pleistoceno Tardío de la cuenca de Xochimilco, México*. (Tesis de Licenciatura). Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza, Puebla.
- Roberts, A. P. (2015). Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Science Reviews* 151, 1–47.
- Ruiz-Angulo, A. y López-Espinoza, E. D. (2015). Estimación de la respuesta térmica de la cuenca lacustre del Valle de México en el siglo XVI: un experimento numérico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 215–225.
- Sandgren, P. y Snowball, I. (2001). Application of Mineral Magnetic Techniques to Paleolimnology. En Last, W. M. y Smol, J. P. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Dordrecht. Kluwer Academic Publishers, 217–237.
- Santana, G. P., Fabris, J. D., Goulart, A. T. y Santana, D. P. (2001). Magnetite and its transformation to Hematite in a soil derived from Steatite. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 25, 33–42.
- Schnurrenberger, D., Russell J. y Kelts K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* 29, 141–154.
- Séhmur. (2010). *Basin of Mexico 1519 map-es.svg*. Bajo licencia CC BY-SA 4.0. [en línea] Recuperado de https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Basin_of_Mexico_1519_map-es.svg
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45–64.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L. y Obenholzner, J. (1996). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*, 24 (5), 399–402.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S. y Castro, R. (1997). Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, East-Central Mexico (fieltrip guidebook). En International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly. Puerto Vallarta, Jalisco, México. IAVCEI, 19–24.
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., Bonasia, R. (2017). The ~23,500 y ¹⁴C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333–334, 66–95.
- SMN. (2017). Reporte del Clima en México. Reporte Annual 2017. [en línea]. Recuperado de <http://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Climatolog%C3%ADa/Diagn%C3%B3stico%20Atmosf%C3%A9rico/Reporte%20del%20Clima%20en%20M%C3%A9xico/Anual2017.pdf>
- Snowball, I., Zillén, L. y Sandgren, P. (2002). Bacterial magnetite in Swedish varved lake-sediments: a potential bio-marker of environmental change. *Quart International*, 88 (2002) 13–19.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J., Siebe, C. y Macías, J. L. (2012). A caldera forming eruption ~14,100 ¹⁴C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213–214, 27–40.

- Spring, S. y Bazylnski, D. A. (2003). Magnetotactic bacteria. En Dworkin, M. (Ed.). *The Prokaryotes: an Evolving Electronic Resource for Microbiological Community*. New York, NY. Springer-Verlag.
- Tauxe, L. (1998). *Paleomagnetic Principles and Practice*. Dordrecht. Kluwer Academic Publishers.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. Berkeley and Los Angeles, California. University of Carolina Press.
- Thiagarajan, N., Subhas, A. V., Southon, J. R., Eiler, J. M. y Adkins, J. F. (2014). Abrupt pre-Bølling–Allerød warming and circulation changes in the deep ocean. *Nature* 511, 75–78.
- Walker, M., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A.J., Lowe, J. J., Newnham, R. M., Rasmussen, S. O. y Weiss H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649–659.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L. C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D. J., Nakagawa, T., Newnham, R. y Schwander, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3–17.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Steffensen, J.-P., Popp, T., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L. C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D. J., Nakagawa, T., Newnham, R. y Schwander, J. (2008). The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. *Episodes* 31, 264–266.

