

Micromorfología de los Procesos Pedogenéticos y Sedimentarios en el Yacimiento Paleontológico de Tocuila, Texcoco, México Micromorphology of Pedogenetic and Sedimentary Processes at The Paleontological Site of Tocuila, Texcoco, Mexico

Ygor Manuel Ortega-Mikolaev^{1†}, Ma. del Carmen Gutiérrez-Castorena¹,
Carlos Alberto Ortiz-Solorio¹, Edgar Vladimir Gutiérrez-Castorena³,
Iris Grisel Galván-Escobedo², Joaquín Arroyo-Cabrales⁴ y Luis Morett-Alatorre⁵

¹ Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Postgrado en Edafología, ² Postgrado en Botánica. Carretera México-Texcoco km 36.5, Montecillo. 56230 Texcoco, Estado de México, México; (Y.M.O.M.), (M.C.G.C.), (C.A.O.S.), (I.G.G.E.).

[†] Autor para correspondencia: mikolaev.ygormanuel@colpos.mx, ygore1@hotmail.com

³ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Agronomía. Calle Francisco Villa s/n, Ex Hacienda el Canadá. 66050 General Escobedo, Nuevo León, México; (E.V.G.C.).

⁴ Instituto Nacional de Antropología e Historia, Laboratorio de Arqueozoología. Moneda No. 16, Colonia Centro. 06060 Ciudad de México, México; (J.A.C.).

⁵ Universidad Autónoma de Chapingo, Museo de la Agricultura. Carretera México-Texcoco km38.5, Chapingo. 56227 Texcoco, Estado de México, México; (L.M.A.).

RESUMEN

Se presenta un registro comparativo de diferentes parámetros y variables de horizontes pedológicos del Pleistoceno en la ribera del ex lago de Texcoco, donde se muestran características diferentes de procesos de sedimentación y pedogenéticos. De acuerdo con los procesos sedimentarios se apreciaron los de origen lacustre, palustre, aluvial como eólicos y pedogénesis asociada con pedoturbación física y biológica, gleyzación, iluviación, rasgos calcíticos (oolitos) y carbonatación. Estas variaciones responden a parámetros químicos contrastantes, conductividad eléctrica (C.E.) con rangos entre 6.3 a 54 mS cm⁻¹, que indican oscilaciones de concentraciones salinas, con predominio de procesos de evaporación, y fenómenos de ascensión capilar. Valores de pH, con predominio de valores alcalinos, aunque también hubo valores neutros y ácidos. Los contenidos de carbonatos oscilaron entre 3.04% y 44.51%. Las clases texturales mostraron granulometrías francas con presencia de discontinuidades litológicas integradas por paleosuelos y sílice biogénica. Las características micromorfológicas corresponden a fábricas birrefringentes (cristalítica e indiferenciada). Los rasgos micromorfológicos son lacustres (oolitos, microorganismos opalinos), biológicos (diatomeas, sílice biogénica), edáficos (calcíticos, hierro/manganeso y revestimientos arcillosos), que reflejan cambios de clima (secos-húmedos), procesos erosivos de ahí el bajo ordenamiento de las partículas finas, pero sin clastos más grandes. La fauna pleistocénica usó como nicho un ambiente entre lacustre como palustre, y por las propiedades estudiadas, indican que los restos fosilíferos no fueron arrastrados de fuentes fluviales distantes o de tipo lahar.

Palabras clave: edaforrasgos, nichos lacustres, pedogénesis, pleistoceno.

SUMMARY

A comparative record of different parameters and variables of Pleistocene pedological horizons on the shore of the former Lake of Texcoco is presented, where different characteristics of sedimentation and pedogenetic processes are shown. According to the sedimentary processes, those of lacustrine, marsh, alluvial and eolian origin and pedogenesis associated with physical and biological pedoturbation, gleyzation, illuviation, calcitic features (ooliths) and carbonation were appreciated. These variations respond to contrasting chemical parameters, electrical



Cita recomendada:

Ortega-Mikolaev, Y. M., Gutiérrez-Castorena, M. C., Ortiz-Solorio, C. A., Gutiérrez-Castorena, E. V., Galván-Escobedo, I. G., Arroyo-Cabrales, J., & Morett-Alatorre, L. (2024). Micromorfología de los Procesos Pedogenéticos y Sedimentarios en el Yacimiento Paleontológico de Tocuila, Texcoco, México. *Terra Latinoamericana*, 42, 1-15. e2021. <https://doi.org/10.28940/terra.v42i.2021>

Recibido: 25 de julio de 2024.

Aceptado: 29 de septiembre de 2024.

Artículo. Volumen 42.

Noviembre de 2024.

Editor de Sección:

Dr. Porfirio Juárez Lopez

Editor Técnico:

Dra. Elizabeth Hernández Acosta



Copyright: © 2024 by the authors.

Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY NC ND) License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

conductivity (E.C.) with ranges between 6.3 to 54 mS cm⁻¹, which indicate oscillations of salt concentrations, with a predominance of evaporation processes, and capillary rise phenomena. pH values, with a predominance of alkaline values, although there were also neutral and acidic values. The carbonate contents ranged between 3.04% and 44.51%. The textural classes showed loam granulometries with the presence of lithological discontinuities made up of paleosols and biogenic silica. The micromorphological characteristics correspond to birefringent factories (crystallitic and undifferentiated). The micromorphological features are (ooliths, opaline microorganisms), biological (diatoms, biogenic silica), edaphic (calcitic, iron/manganese and clay coating), which reflect climate changes (dry-wet), erosive processes hence the low ordering of fine particles, but without larger clasts. The Pleistocene fauna used a lacustrine environment as a marshland as a niche, and due to the properties studied, they indicate that the fossiliferous remains were not dragged from distant river or lahar-type sources.

Index words: *edaforrasgos, lacustrine niches, pedogenesis, pleistocene.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de México durante el Pleistoceno final y comienzos del Holoceno fue escenario de múltiples procesos pedogenéticos y sedimentarios en diferentes ecotónos. Los de tipo lacustre (lago Texcoco o Chalco) aluvial (formación Tarango) influidos por el vulcanismo (estratovolcanes Popocatepetl-Iztaccíhuatl) (Mooser 1975; Gutiérrez-Castorena, Stoops y Ortiz 1998; Siebe, Shaaf y Urrutia, 1999). A lo largo de los milenios los perfiles litológicos de áreas geológicas y paleontológicas de importancia como el yacimiento de Tocuila, se saturaron con flujos hídricos salino-sódicos debido primero a los sedimentos detríticos, materiales volcánicos que venían de arrastres aluviales de la erosión y, en segundo término, al intemperismo químico de los minerales primarios y secundarios con influencia del lago de Texcoco (Gutiérrez y Ortiz, 1999).

Estos han sido nichos ecológicos de comunidades biológicas: diatomeas, ostrácodos, palinórfos y megafauna pleistocénica (Arroyo-Cabrales, Polaco y Johnson, 2006; Arroyo-Cabrales, Polaco, Johnson y Ferrusquia 2010; Ibarra-Morales, y Fernández, 2012; Lucas, Tanner y Galli, 2014; Guevara-Olivar, Ortega, Ríos, Solano y Vanegas, 2015; Morett-Alatorre, 2022). Los patrones climáticos y pedogenéticos han sido determinantes en los requerimientos de nichos ecológicos de esta biodiversidad (Targulian y Krasilnikov, 2007; Bockheim, Gennadiyev, Hartemink y Brevik, 2014).

Estudios previos han demostrado alta correlación entre la historia biológica y los patrones geomorfológicos de materiales aluviales-volcánicos en contextos lacustres aportando información valiosa para interpretar la pedogénesis (Sedov *et al.*, 2010; Tabor y Myers, 2015). Al respecto, las diferentes características pedogenéticas se pueden interpretar según las variaciones sobre rasgos pedogenéticos perdurables, como inferencias aproximadas de ambientes geomorfológicos y hábitats del pasado geológico (Targulian y Goryachkin, 2004; Sedov *et al.*, 2010; Krasilnikov *et al.*, 2013).

A nivel de micromorfología se reconoce la utilidad de esta disciplina para interpretar los ecosistemas y la biodiversidad del Pleistoceno (Mallol, VanNieuwenhuysen y Zaidner, 2011; Fitzpatrick, 1990 y Douglas, 1990). Su trascendencia implica el estudio de la pedogénesis a otro nivel de escala y entendimiento, que junto al análisis de edaforrasgos contribuye a robustecer interpretaciones paleoambientales (Duchaufour, 1984; Hoosbeek y Bryant, 1992; Jongmans, 1994; Gutiérrez-Castorena, Stoops, Ortiz y Sanchez, 2006; Díaz-Rodríguez, 2006; Van der Meer y Menzies, 2011; Stoops, 2013).

Los tipos de microestructuras, carbonatos pedogenéticos, revestimientos de arcillas iluviales, relictos de pedones edáficos y edaforrasgos de Fe-Mn, son algunos ejemplos (Srivastava, Rajak, Sinha, Pal y Bhattacharyya, 2010). En este contexto, el análisis que pueden proveer sitios de una misma categoría de estudio, como las localidades paleontológicas, son útiles para interpretaciones paleoambientales (Nilsson 1983; Porter y Wright, 1983; Vinas-Vallverdú *et al.* 2017). En especial, si se considera que estos análisis de micromorfología pedogenética e histórica, han sido escasamente abordados en estudios arqueológicos o paleontológicos.

Varios autores han realizado estudios sobre geomorfología o micromorfología en territorio mexicano Bryan (1948), Sedov *et al.*, (2010), Tovar, Sedov, Solís y Solleiro (2013) y Cruz y Cruz *et al.*, (2016), sin embargo, no siempre se relacionan estas escalas para dar una interpretación sobre los nichos ecológicos en donde habitó la fauna del pleistoceno y los procesos sedimentarios como edáficos que les dieron origen. Por consiguiente, los sedimentos y

suelos del ex lago de Texcoco, ofrecen una interesante oportunidad para realizar estos análisis multiescalares (Gutiérrez-Castorena *et al.*, 2006; Sedov *et al.*, 2010). Importante mencionar que, en la zona de estudio de esta investigación, hay análisis previos sobre marcadores estratigráficos de tefras volcánicas y caracterización de eventos sedimentarios (Morett-Alatorre, Arroyo y Polaco, 1998; Siebe *et al.*, 1999; Arroyo-Cabrales *et al.*, 2006).

En particular en el yacimiento de Tocuila se confirmó actividad cultural humana en restos óseos con alta densidad de fósiles de *Mamuthus columbi* (Morett *et al.*, 2003; Arroyo-Cabrales *et al.*, 2010). Estos restos se localizaron en un paleocanal que corresponden a diversos flujos de lodo (Morett-Alatorre, 2022). La datación de estos lodos se encuentra entre 14 450 A.P.-10 878 A.P., con tres zonas de diferentes propiedades magnéticas (González, Huddart, Israde, Dominguez y Bischoff, 2014). No obstante, en la zona de estudio hay una selección solo de material óseo y no de otros materiales como rocas o suelos que también son característicos de los flujos de lodos.

Por consiguiente, se propone la siguiente hipótesis explicativa o causal: la identificación de rasgos pedológicos y sedimentarios a nivel micromorfológico y su relación con la estratigrafía permite identificar los ambientes que ocurrieron desde el pleistoceno hasta el holoceno en la ribera del ex lago de Texcoco.

Los objetivos de la presente investigación son: identificar y describir los procesos paleoedáficos a través de sus rasgos micromorfológicos, y discutir la importancia de estos rasgos en el contexto ambiental del depósito paleontológico de Tocuila, Texcoco, México.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de Estudio

La presente investigación se llevó a cabo en el yacimiento arqueo-paleontológico de Tocuila, 19° 31' 11" N; 98° 54' 31" O a 2240 m de altitud, dentro del centro urbano de San Miguel Tocuila, Texcoco, estado de México (Figura 1). Pertenece a un ambiente geomorfológico aluvial lacustre del ex lago de Texcoco, con evolución de procesos sedimentarios y pedogenéticos de tipo químico y bioquímico (Gutiérrez-Castorena *et al.*, 1998).

Trabajo de Campo

Las cuatro paredes estratigráficas de este yacimiento que se designaron como norte, sur, este y oeste por su orientación (Figuras 2 y 3), se describieron morfológicamente para identificar las capas u horizontes y los rasgos pedogenéticos o sedimentarios que se relacionaron con la dinámica del ecotóno de *Mamuthus columbi*. En cada estrato se identificaron los rasgos característicos de los procesos sedimentarios aluviales, palustres-lacustres y eólica volcánica (Figura 2). Al realizar el muestreo, se consideró la variabilidad vertical e histórica de la estratigrafía utilizando los manuales de Retallack (2001), IUSS Working Group WRB (2015) y USDA (2017).

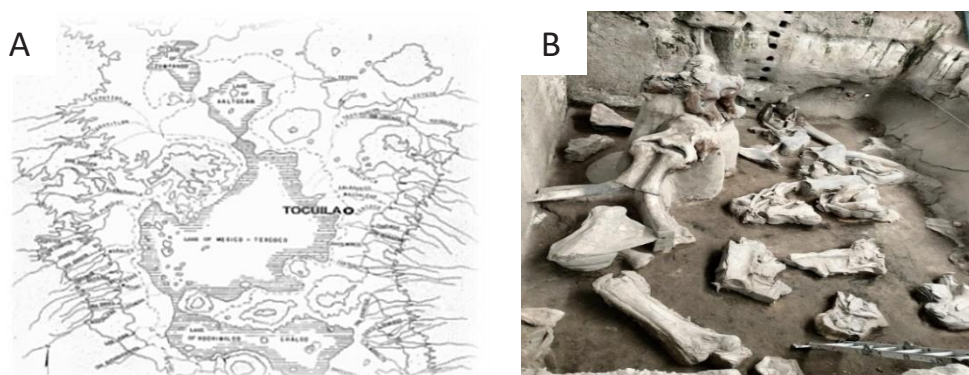


Figura 1. a) Ubicación geográfica de San Miguel Tocuila, en la Cuenca de México, tomado de Arroyo-Cabrales *et al.* (2006). b) Ubicación del depósito paleontológico, dentro del centro urbano de San Miguel Tocuila, Texcoco, México.

Figure 1. a) Geographic location of San Miguel Tocuila, in the Basin of Mexico, taken from Arroyo-Cabrales *et al.* (2006). b) Location of the paleontological deposit, within the urban center of San Miguel Tocuila, Texcoco, Mexico.

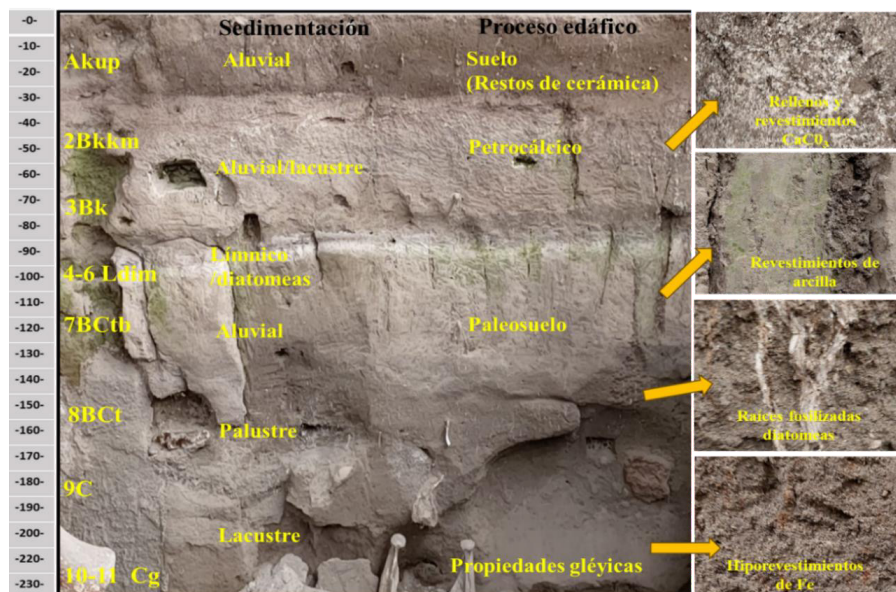


Figura 2 Estratigrafía, horizontes genéticos y de diagnóstico en el Yacimiento Paleontológico de Tocuila, municipio de Texcoco, Edo. de México.

Figure 2. Stratigraphy, genetic and diagnostic horizons of the Tocuila Paleontological Site, municipality of Texcoco, Edo. of Mexico.

Para los análisis de laboratorio solo se colectaron muestra alteradas (2 kg), en la pared este (11 muestras); mientras que para el análisis micromorfológico se colectaron 43 muestras inalteradas en cada capa u horizonte de las cuatro caras. Se utilizaron capas tipo Kubiena (5 × 7.5 × 10 cm). El trabajo de campo se llevó a cabo entre los meses de noviembre-enero de 2020-2021.

Trabajo de Laboratorio

Las 11 muestras alteradas que se recolectaron se secaron bajo la sombra durante 15 días, posteriormente se molieron y tamizaron (malla de 2 < mm) para obtener la fracción de tierra fina. Los análisis físicos y químicos se llevaron a cabo al considerar los horizontes pedogenéticos y se realizaron las siguientes mediciones analíticas de acuerdo con el manual de procedimientos de Van Reeuwijk (2003).

Las propiedades edáficas que se realizaron fueron: textura (método de la pipeta), color (carta de Munsell) y densidad aparente (método de la parafina); además de pH 1:2.5 (método del potenciómetro marca Beckman), conductividad eléctrica con pasta de saturación (conductímetro puente de Wheatstone) y carbonatos cálcico equivalente (método Horto y Newson). Todos estos procedimientos analíticos se llevaron a cabo con base en las metodologías propuestas por Van Reeuwijk (2003).

Finalmente, es importante mencionar que se utilizó la estadística inferencial con el uso del software Statistica, versión 8, mediante modelos de regresiones múltiples en los parámetros químicos y físicos para observar la dispersión del conjunto de datos y reconocer ecuaciones predictivas de los mismos (Statsoft, 2007).

Análisis Micromorfológico

Los bloques de suelo inalterados se secaron a la sombra y se impregnaron con resina poliéster insaturada y monómero estireno, relación 3:1 y se mantuvieron en procesos de gelación durante tres semanas. Los bloques endurecidos se cortaron con un disco de punta de diamante y las secciones de suelos se pulieron con diferentes abrasivos hasta alcanzar un espesor 30 μ m. Las secciones delgadas (7.5 × 5 cm × 30 μ m) se elaboraron usando la metodología de Murphy (1986) y Stoops, Poch, Loaiza y Casamitjana (2014).

Las secciones delgadas se describieron utilizando un microscopio petrográfico (Olympus BX51 TRF) y tres fuentes de luz: polarizada plana (LPP), polarizada cruzada (LPC) y con compensador (LPC). La identificación y descripción micromorfológica se basó en los manuales de Bullock, Stoops, Jongerius, Fedoroff y Tursina (1999), Stoops, Langohr y Van Ranst (2020) y Stoops *et al.*, 2014), ya que estos análisis son relevantes para inferencias sobre

posibles variaciones climáticas (Stoops *et al.*, 2014). Los siguientes componentes que se describieron fueron: microestructura, porosidad; componentes básicos inorgánicos y orgánicos; masa basal, fábrica birrefringente; además de rasgos sedimentarios, biológicos y edáficos

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Estratigrafía

Con base en la descripción estratigráfica y morfológica del yacimiento arqueo-paleontológico de Tocuila se reconocieron 11 capas hasta una profundidad de 380 cm. Los sedimentos clásticos tienen orígenes aluviales y lacustres, vulcano clásticos (pómez, cenizas, tobas) y biogénicos (palustre y límnic); con arreglos estructurales masivos, bloques subangulares, algunos angulares y granulares, que indican la existencia de un suelo actual y un paleosuelo como ha sido reportado por otros autores para la ribera del lago (Gutiérrez y Ortiz 1999; Gutiérrez-Castorena, López, Segura, Ortiz y Flores, 2003; Sedov *et al.*, 2010).

Si se habla de sedimentación lacustre entre las profundidades 215-300 cm, están conformados por arcillas plásticas alternándose con depósitos piroclásticos, lo que significa que hubo espesores de agua más profundos y estables (Figura 2).

Por otro lado, los estratos que mostraron evidencias de depósitos de turba, raíces verticales de sílice biogénica, entre 150 cm y 220 cm sugiere condiciones palustres con evolución a pantanos y posteriormente a un paisaje terrestre de secano. Ahora, si hablamos de aluviones incrustados en depósitos lacustres se interpreta como retrocesos lacustres, aumento de sedimentación fluvial como clástica, lo cual se reconoció al interior de la estratigrafía, en los horizontes genéticos designados como C (Figura 2).

Esta secuencia estratigráfica consiste en un suelo moderno designado como Akup de 35 cm de espesor, con fuerte estructuración y alteración por actividades agrícolas y cerámica. Por debajo de este y con un límite horizontal y abrupto se tiene dos horizontes (de 65 cm de espesor) ricos en carbonatos de calcio (Bk o Bkm), que corresponde a una sedimentación tipo marga; se diferenciaron por su grado de cementación (cálcico y petrocálcico), con carbonatos secundarios como revestimientos y rellenos. Estos rasgos son característicos de procesos de disolución y precipitación (Bockheim *et al.*, 2014). Las margas son sedimentos carbonatados de origen biológico por la ocurrencia de restos de gasterópodos, oolitos, y de grano fino.

Posteriormente, hay tres estratos subyacentes de 3 a 4 cm de espesor cada uno, también de naturaleza límnic, pero con abundancia de diatomeas, por lo que se designó como Ldim (Splinter, Dahms y May, 2005; Huang y Sumner, 2011). En ambientes volcánicos con abundancia de vidrios volcánicos es común la presencia de sílice amorfa, la cual es utilizada por las diatomeas. Adicionalmente, se reconoce que en los límites del Holoceno ocurrieron mayores niveles de pluviosidad, lo que facilitó la formación de sedimentos límnicos (Bradbury, 1989; Huang y Sumner, 2011; Gutiérrez-Castorena *et al.*, 2006).

La siguiente unidad sedimentaria corresponde a materiales detríticos (135 a 190 cm), bajo una condición palustre con abundante presencia de raíces fosilizadas por sílice (Gutiérrez-Castorena *et al.*, 2006). La formación de ecotonos palustres se desarrolló bajo condiciones húmedas y cálidas en paisajes estables (Duchaufour, 1984; Ortiz-Solorio, 2019). Sin embargo, ocurrieron procesos erosivos que arrastraron materias detríticas y generaron ondulaciones en la superficie de los sedimentos palustres. Los materiales quedaron expuestos a la superficie y se formaron grietas de desecación y estructuras columnares. Este proceso dio origen a un paleosuelo por la presencia de estructuras edáficas e iluviación de arcillas que generó prominentes revestimientos arcillosos, de ahí que se designaran como BCt.

En la fase sedimentaria, donde se presenta el mayor número de restos óseos de mamut, los sedimentos se designaron como C y Cg (190-300 cm de profundidad). Estos están conformados por microagregados entre granos y el límite superior tiene ondulaciones rellenos con sedimentos detríticos y minerales de magnetita, además de rasgos redoximórficos. Estos rasgos son evidencias de anegamientos prolongados de cuerpos de agua y de exposición a la superficie (Bronger y Heinkele, 1989; Beverly *et al.*, 2015). Las ondulaciones indican la entrada de nuevos sedimentos aluviales de baja energía.

Análisis Físicos y Químicos

De acuerdo con la distribución de los valores obtenidos en las marchas analíticas, estas indican una diferenciación cuantitativa e irregular en las capas estratigráficas por el proceso de sedimentación que les dio origen, pero también una tendencia a la acumulación en algunos horizontes (Cuadro 1). Con base en estas determinaciones analíticas arriba mencionadas, las condiciones litológicas de Tocuila, evidenciaron procesos de lixiviación temporal durante temporadas de mayor pluviosidad a finales del pleistoceno, lo demuestran los sedimentos límnicos y de margas calizas a 110 cm de profundidad en la estratigrafía. En contraparte, la concentración de carbonatos fue propiciado por eventos de evapotranspiración.

Cuadro 1. Parámetros obtenidos de la pared este en la Unidad de excavación de Tocuila.
Table 1. Parameters obtained from the east wall in the Tocuila Excavation Unit.

Muestra	Muestra Pared Este	Prof.	pH	C.E.	Método Horton y Newson (equiv.)	Clase textural	Densidad aparente (parafina)	MO
		cm		mS cm ⁻¹	% CaCO ₃	método pipeta	g cm ⁻³	%
1	Akup	0-36	7.1	54.6	42.68	migajón arcilloso	1.34	2.06
2	2 Bkkm	36-65	7.4	35.6	36.58	migajón arcillo limoso	1.20	1.93
3	3Bk	65-95	8.3	3.5	44.51	migajón arcilloso	1.02	1.16
4	4-6 Ldim	95-110	8.2	1.5	18.29	migajón arcillo limoso	1.04	0.51
5	4-6 Ldim	95-110	8.3	2.0	3.04	migajón arcilloso	1.03	0.26
6	4-6 Ldim	95-110	8.5	2.5	1.82	Franco	1.16	0.64
7	7BCtd1	110-130	8.1	1.9	0.60	Franco	1.03	1.16
8	8BCtd2	130-165	8.0	1.9	3.04	Franco	1.04	1.54
9	9C	165-212	7.9	3.3	1.82	migajón arcillo limoso	1.17	2.45
10	10Cg	212-250	7.6	3.6	2.07	migajón arenoso	1.10	1.80
11	11Cg	250-350	7.7	2.7	1.82	migajón arenoso	1.20	2.45

Los pHs de los sedimentos son predominantemente alcalinos, solo bajan a moderadamente ácidos cuando ocurren cenizas volcánicas. Con base en Huang y Sumner (2011), la alta alcalinidad en ambiente lacustre indica elevadas concentraciones de iones de sodio, así como de carbonatos. La conductividad eléctrica osciló entre 1.5 a 54.6 a mS cm⁻¹, con una tendencia a concentrarse en los sedimentos palustres y límnicos, lo que indica que hubo un predominio de procesos de evaporación; es decir, fenómenos de ascensión capilar. Se indica que, en este yacimiento, los fenómenos de ascensión capilar debido a la evapotranspiración, ocurrió hasta los 95-100 cm de profundidad, más acordes con las condiciones climáticas actuales.

El porcentaje de carbonatos es mayor en las capas superficiales (hasta 44.5%) y disminuye con la profundidad. De acuerdo con la distribución de pH, conductividad eléctrica (C.E.) y el porcentaje de CaCO₃, los gradientes de variabilidad están relacionados con la profundidad.

En la Figura 3, se muestra un análisis de estadística inferencial de modelos de regresión múltiple de los parámetros químicos y físicos, con sus respectivas ecuaciones predictivas. Esto con el fin de observar el comportamiento de la variación con respecto a la profundidad del perfil estratigráfico.

En cuanto a las clases texturales, densidad aparente y contenido de materia orgánica son un reflejo de los procesos de sedimentación, de ahí que tengan un comportamiento irregular con la profundidad. Las texturas oscilan entre francas a franco-limosas, densidades entre 1.34 g cm⁻³ a 1.02 g cm⁻³ y el porcentaje de Materia Orgánica varía entre 0.26 a 2.45, característico de procesos sedimentarios (USDA, 2017). Este yacimiento está marcado por procesos sedimentarios temporales que ocurrieron en periodos diferentes, ya que, con base en los resultados de granulometría, textura y las determinaciones analíticas; se robustece la evidencia que existieron discontinuidades litológicas en la estratigrafía de este sitio paleontológico. A lo largo de los milenios los perfiles litológicos del yacimiento de Tocuila se saturaron con flujos hídricos salino-sódicos debido primero a los sedimentos detríticos, los materiales volcánicos que venían de arrastres aluviales de la erosión y, en segundo término, al intemperismo químico de los minerales primarios y secundarios con influencia del lago de Texcoco (Del Valle, 1983¹; Ortega, 1993). Esto significó, precisamente la formación de diferentes procesos sedimentarios y pedogenéticos, desde aproximadamente 15 000-14 000 A.P., hasta el presente. Estos eventos no solo muestran los efectos de cambios de los gradientes climáticos sobre la pedogenésis de esta zona, sino también nos da información para comprender mejor como pudieron haber sido en parte los nichos ecológicos donde se establecieron no solo las comunidades biológicas a finales del Pleistoceno, sino también las sociedades humanas prehistóricas hasta el comienzo de las actividades agrícolas, y el sedentarismo de las sociedades prehispánicas en el Holoceno.

¹ Del Valle, C. H. (1983). *Los procesos de acumulación de sales e intemperismo en cubetas lacustres en una zona de transición del ex-lago de Texcoco*. Tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados.

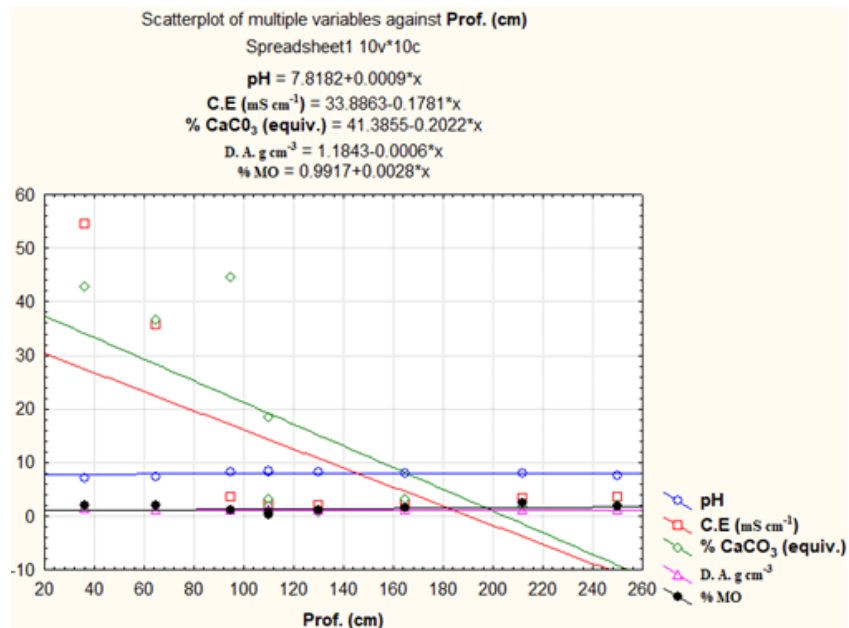


Figura 3. Estadística inferencial de modelos de regresión múltiple de los parámetros químicos y físicos en relación con la profundidad estratigráfica y sus respectivas ecuaciones predictivas, software Statsoft 8. (Statsoft, 2007).

Figure 3. Inferential statistics of the multiple regression model of chemical and physical parameters in relation to stratigraphic depth and their respective predictive equations, Statsoft 8. software (Statsoft, 2007).

Micromorfología

Con base en la profundidad y haber considerado la verticalidad sistemática de láminas delgadas, se han conseguido interpretaciones ambientales en este depósito. El análisis micromorfológico reconoció rasgos diferenciadores de ambientes sedimentarios y pedogenéticos. En el Cuadro 2 se reportan los principales componentes de los suelos estudiados. Patrones como la microestructura, porosidad, la masa basal o rasgos pedogenéticos fueron evidencias de pedogénesis, y ofreció información para comprender los nichos ecológicos de la biodiversidad pleistocénica de este sitio. A continuación, se describen y discuten los aspectos más importantes de estos patrones micromorfológicos:

Microestructura y porosidad. Los tipos de microestructuras varían de tipo pedal y apedal, según su profundidad estratigráfica en la que se encuentra. Los horizontes caracterizados como Bkkm y Ldim, fueron los dominantes en relación a la estructura masiva y apedal. En la Figura 4a se reporta el material límnico con su microestructura de canales. Por el contrario, las microestructuras de tipo bloques subangulares y algunos angulares se asociaron con horizontes como Akup y BCtd. Posteriormente, cambió a microestructuras de tipo apedal, de grano compacto y microagregados entre granos hasta los horizontes más profundos y se designaron como Cg (Figura 4b). Las microestructuras pedales y de tipo apedal reconocidas en la estratigrafía está condicionada por la presencia de rasgos orgánicos, especialmente botánicos.

Es relevante señalar que no solo aspectos como el grado o desarrollo de peds, determinan la pedalidad en la microestructura; también los tipos de agregados que estén definidos en términos de tamaño, forma y arreglo de las partículas primarias. Esto tuvo consecuencias en la complejidad, evolución y funcionamiento de la organización edáfica; ya que la dinámica evolutiva en la micromorfología de los agregados, es consecuencia de la actividad biológica (sílice biogénica) o de procesos pedogenéticos (carbonatación, pedoturbación y estructuración), ocurridos en la zona de estudio. Con estos hechos, es posible esperar la formación de estructuras pedales de desarrollo edáfico fuerte y profundo (De León-González, Gutiérrez, González y Castillo, 2007; Gutiérrez-Castorena *et al.* 2006). Las raíces abundantes fosilizadas influyeron en la micromorfología edáfica en la estratigrafía de Tocuila, hasta los 200 cm de profundidad, expresándose en agregación y porosidad. La porosidad predominante es de empaquetamiento compuesto, además canales, cavidades como fisuras y a mayores profundidades es reconocida la presencia de porosidad de empaquetamiento simple a complejo.

Cuadro 2. Rasgos destacables del análisis micromorfológico de la estratigrafía del yacimiento paleontológico de Tocuila, Texcoco, Estado de México.**Table 2. Notable features of the micromorphological analysis of the stratigraphy of the paleontological site of Tocuila, Texcoco, State of Mexico.**

Horizonte o capa	Prof. cm	Tipos		Patrón DR g/f	Masa basal Fábrica-b	Rasgos		
		Estructura	Poros			Lacustres	Biológicos	Edáficos
Akup	0-36	Granular y bloques subangulares	Empaquetamiento compuesto, canales, y fisura.	Enáulica fina.	Indiferenciada	Oolitos		
2 Bkkm	36-65	Apedal, (cavidades, canales y fisuras).	Canales, cavidades y fisuras.	Porfíricas espacio simple	Cristalítica e indiferenciada.	Oolitos	Restos de moluscos (gasterópodos).	Revestimientos y rellenos de calcita fina (micrita).
3Bk	65-95	Granular y Bloques subangulares	Poros de empaquetamiento compuesto.	Enáulica y Cristalítica	Cristalítica	Oolitos	Restos de moluscos (gasterópodos).	Revestimientos y rellenos de calcita
4-6 Ldim	95-110	Apedal	Canales, cavidades y fisuras.	Porfirico	Indiferenciada		Restos de diatomeas y fitolitos	
4-6 Ldim	95-110	Apedal	Canales, cavidades y vesículas.	Porfirico de espacio abierto	Indiferenciada.		Restos diatomeas	
4-6 Ldim	95-110	Apedal	Vesículas, canales y fisuras.		Indiferenciada.		Componentes orgánicos y restos de gasterópodos.	Revestimientos de arcilla sobre los agregados
7BCtd1	110-130	Bloques angulares y subangulares	Empaquetamiento compuesto Canales y fisuras.	Porfirica de espaciado simple y enáulica fina.	Moteada a indiferenciada.		Restos de tejidos vegetales	
8BCtd2	130-165	Bloques angulares y subangulares	Canales, cavidades y fisuras.	Porfirica de espaciado simple y abierto.	Indiferenciada.	Numerosos microgramos opalinos		Revestimientos de arcilla en canales
9C	165-212	Microagregados entre granos. Apedal de grano compacto; algunos bloques subangulares y pocos angulares.	Cavidades, canales y fisuras.	Enáulica fina y Mónica	Indiferenciada.		Abundantes restos de tejidos vegetales	
10Cg	212-250	Apedal grano compacto. Microagregados entre granos	Empaquetamiento simple a complejo; cavidades y canales, pocos	Enáulica fina	Indiferenciada.			Hipo revestimientos de Fe.
11Cg	250-350	Apedal Microagregados entre granos intergranulares.	Empaquetamiento complejo	Enáulica doble	Indiferenciada.		Fragmentos de carbón vegetal,	Hipo revestimientos y nódulos de Fe relacionados con poros, agregados y granos.

Componentes minerales básicos y ordenamiento de partículas. Con base en el análisis de láminas delgadas, y siguiendo las concepciones de Pettijohn (1976) y Colombo (2010), el ordenamiento textural es reconocido de pobre a moderado (Figura 5b). Adicionalmente, los clastos presentaron evidencias de madurez incipiente, ordenamientos y clasificaciones pobres; en especial, entre los 210 a 300 cm de profundidad. La presencia de sedimentación inmadura es por la existencia de minerales poco estables: amorfos, feldspatos y limos detríticos. Aquí es donde se registró la mayor abundancia de megafauna pleistocénica, en especial de *Mamuthus columbi*. Por lo tanto, los elementos que predominaron en los procesos sedimentarios fueron morfologías subredondeadas y subangulares pobremente seleccionadas, indicativas de partículas transportadas a poca distancia.

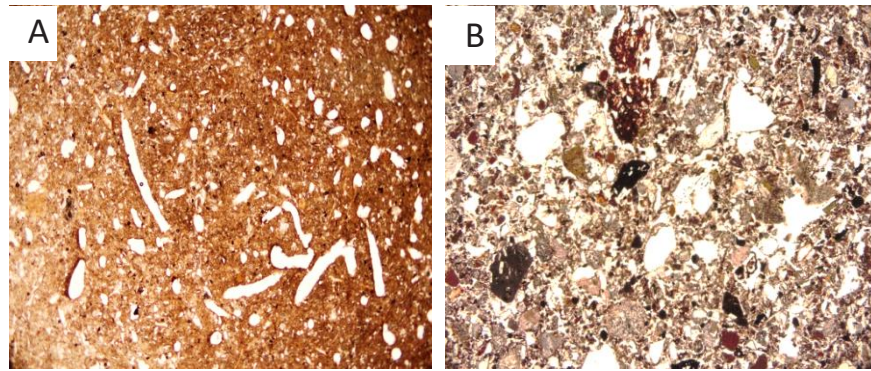


Figura 4. a) Microestructura apedal de canales fluviolacustre, horizonte Ldim b) Estructura apedal de microagregados entre granos y restos de tejidos orgánicos; horizonte 10C, 245; en LPP. Longitud de marco a) 5.3 mm y b) 100 μ m.
Figure 4. a) Apedal microstructure of fluviolacustrine channels, Ldim horizon b) Apedal structure of microaggregates between grains and remains of organic tissues; horizon 10C, 245; in PPL. Frame length a) 5.3 mm and b) 100 μ m.

Esto último presenta implicaciones sobre escenarios posibles de nichos ecológicos en la zona de estudio, debido a que con base en Siebe *et al.* (1999) y González *et al.* (2014); se consideraron flujos sedimentarios turbulentos, y fluviales rápidos como también lahares en la ribera palustre de TocUILa. De acuerdo a nuestra discusión de las características sedimentarias y de los ordenamientos de las partículas, son reflejo de un transporte sedimentario corto, junto al predominio de corrientes efímeras fluviales. En contraposición de masas sedimentarias turbulentas provenientes de fuentes lejanas como, por ejemplo, los flujos de lahares, lo cual contrasta con lo reportado por Siebe *et al.* (1999). El redondeamiento observado en los minerales fue escaso, con intemperismo físico de bajo a moderado, interpretándose como evidencias de movimientos sedimentarios efímeros (Figura 5a). Esto significa intemperismo físico de bajo a moderado, indicativo de una sedimentación inmadura y poco desarrollada, que para la zona de estudio implica corrientes fluviales que no fueron fuertes ni rápidas o la mayor parte de los clastos provinieron de fuentes cercanas a la ribera lacustre o del piedemonte y no de las cordilleras montañosas, como se especuló con las concepciones de flujos laharicos (Figura 5a).

Masa basal (patrón de distribución relacionada g/f y fábricas-birrefringentes). El tipo de fábrica de los estratos con carbonatos pedogenéticos es b-cristalítica con cristales micríticos, desarrollados a partir de la formación de la marga (Figura 6 y 7).

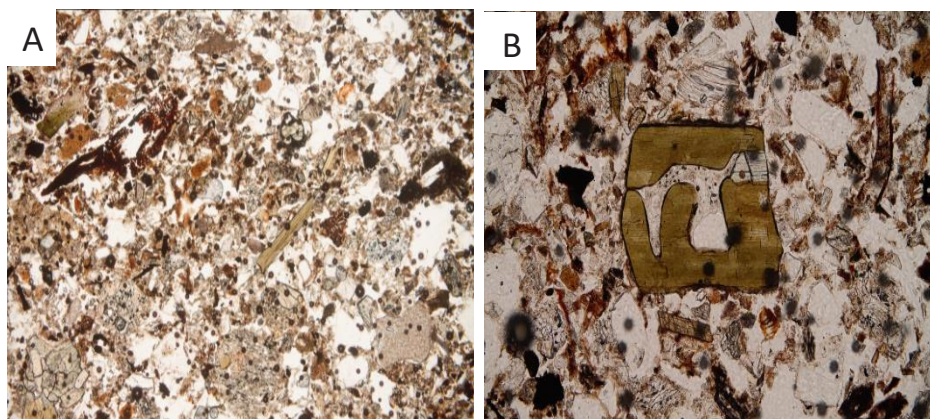


Figura 5. a) Pobre ordenamiento de las partículas, en un ambiente palustre. Longitud del marco 5.3 mm en LPP. b) Intemperismo moderado solo de ferromagnesianos, característicos de sedimentos inmaduros. Longitud del marco 0.5 mm en LPP. Ambos horizontes 10 Cg.
Figure 5. a) Poor ordering of particles, in a swamp environment. Frame length 5.3 mm in PPL. b) Moderate weathering only of ferromagnesians, characteristics of immature sediments. Frame length 0.5mm. in PPL. Both horizon 10 Cg.

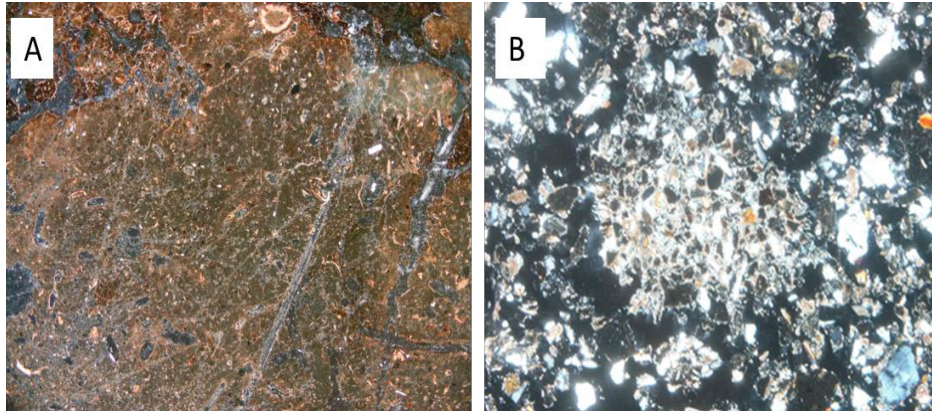


Figura 6. a) Fábrica b-cristalítica con precipitación de carbonatos primarios. y b) Carbonatos secundarios, ambos en LPC. Longitud de marco 5.3 mm. Horizonte 2BK.
Figure 6. a) b-Crystalhitic factory with precipitation of primary carbonates. and b) Secondary carbonates, both in CPL. Frame length 5.3 mm. Horizon 2BK.

Rasgos Sedimentarios

Las génesis de los sedimentos de este yacimiento tienen orígenes clásticos (aluvial, lacustre), vulcano clásticos (pómez, cenizas, tobas) y biogénicos (palustre y límnic) como se puede apreciar en el Cuadro 2 y concuerda con lo reportado por varios autores (Gutiérrez-Castorena *et al.*, 1998; Sedov *et al.*, 2010; Córdova, 2022). Es importante precisar, que las texturas presentaron discontinuidades litológicas de tipo monogenético (Morett *et al.*, 2003; Colombo, 2010; González *et al.*, 2014). En esta investigación se llevó a cabo una categorización de los rasgos micromorfológicos más determinantes en relación con su pedogenénesis y nichos ecológicos de este yacimiento. A continuación, se realizó una síntesis de los mismos.

Rasgos Biológicos

Los rasgos de origen bioquímico y biológico, como fitolitos y pseudomorfo de raíces, son materiales compuestos por sílice amorfa, y dejaron canales verticales y aleatorios entre 150 cm-210 cm de profundidad. Presentan forma poliédrica que permite suponer un tipo de vegetación herbácea. Estos rasgos están asociados con cambios en el nivel hídrico, estabilidad del paisaje y formación de superficies edáficas, lo cual propició el desarrollo de ecosistemas palustres (Geis 1978; Gutiérrez-Castorena *et al.* 1998; 2006). La importancia de estos resultados, es la evidencia de sílice biogénica nos da pruebas de desarrollo pedogenético, que facilitó el

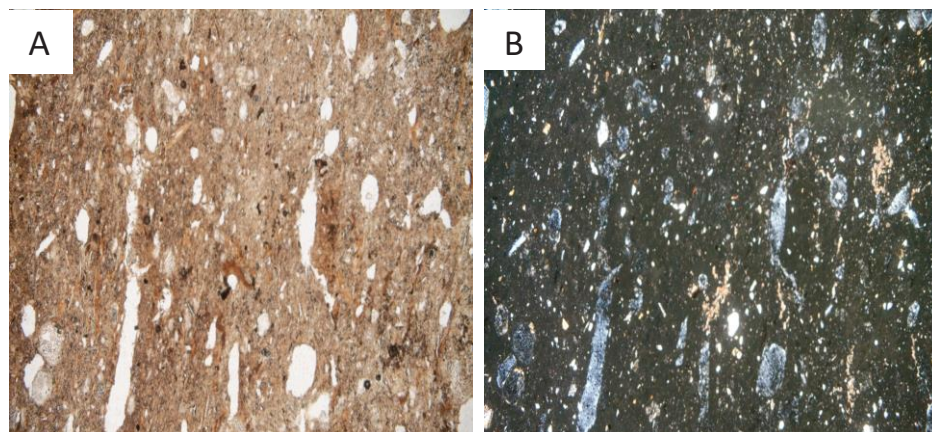


Figura 7. Sedimentos límnicos Ldim. a) Microestructura apedal de canales, cavidades y vesículas, en LPP; b) Fábrica indiferenciada en LPC. Longitud del marco 5.3 mm. LPP. Horizonte Ldim.
Figure 7. Limnic sediments Ldim. a) Apedal microstructure of canals, cavities and vesicles, in PPL; b) Undifferentiated factory in CPL. Frame length 5.3 mm. PPL. Horizon Ldim.

desarrollo de superficies estables para el establecimiento de comunidades vegetales con afinidades palustres y terrestres. Lo cual pudo propiciar la evolución de nichos para el posterior uso de hábitat por parte de la megafauna (Bradbury, 1989; Gutiérrez-Castorena *et al.*, 2006; Sedov *et al.*, 2010).

A partir de las inferencias sobre las concentraciones de diatomeas de los géneros *Nitzichia dissipata* o *Nitzichia frustulum* y evidencias de fitolitos (entre 90 cm-110 cm) es posible indicar la presencia de ecotonos asociados con pastos herbáceos y pequeños estanques en donde vivió megafauna (Ibarra-Arzave, Solleiro, Sedov y Leonard, 2019; Sycheva *et al.*, 2022), (Figura 8). Esto es conducente con los indicadores palinológicos y de diatomeas en sedimentos de paleolagos cercanos a Texcoco y Chalco (Bradbury, 1989; Lozano-García y Ortega, 1998; Sedov *et al.*, 2010). Esta productividad biológica posiblemente obedeció a gradientes en salinidad, profundidad lacustre, nutrientes y a la influencia del pH (Mallol *et al.*, 2011; Lucas *et al.*, 2014). Las distribuciones verticales de restos biogénicos silíceos de origen botánico entre profundidades de 170 cm-210 cm, apoya la inferencia hipotética de retroceso y avances en las láminas de agua del antiguo lago de Texcoco, en tiempos del Pleistoceno (Bradbury, 1989; Sedov *et al.*, 2010).

Rasgos Pedológicos

En este apartado fue importante diferenciar entre el intemperismo químico de los carbonatos lacustres (oolitos y margas), con la precipitación de carbonatos pedogenéticos como nódulos e hipo revestimientos (entre 40 cm-90 cm de profundidad). También se identificaron rasgos redoximórficos moteados y pardo rojizos o amarillentos, relacionados con procesos de gleyzación entre 210 cm-300 cm de profundidad en la estratigrafía (Figura 9). Esto tiene implicaciones en el retraimiento y expansión de los niveles lacustres, que permitió el establecimiento de vegetación lacustre-palustre, según condiciones redoximórficas.

En contraparte, las condiciones insaturadas vadosas de climas más áridos y templados, provoca la presencia generalizada de nódulos de carbonatos, producto de la cristalización mineralógica, lo que sugiere una estrecha relación con el manto freático fluctuante con sistemas de arroyos abundantes y escasa pendiente (Stoops y Eswaran, 1985; Gutiérrez-Castorena *et al.*, 1998; Tanner, Galli y Lucas, 2014). Por otro lado, los rasgos redoximórficos sugieren una hidromorfia de tipo moderada con concentraciones localizadas y difusas en la masa basal, como indicativo de drenaje interno deficiente y se considera que tiene origen autigénico (Veneman, Vepraskas y Bouma, 1976; Stoops y Eswaran, 1985; Lindbo, Stolt y Vepraskas, 2010; Durand, Monger, Canti y Verrecchia, 2018). Los revestimientos están asociados con minerales como goethita (Figura 9), así como lepidocrocita y ferrihidrita reportados por Vepraskas, Wilding y Drees (1993) y Huang y Sumner (2011).

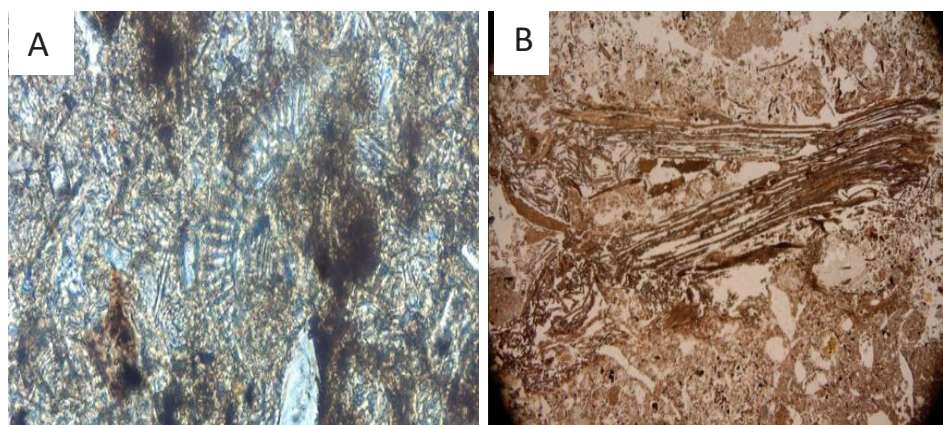


Figura 8. a) Alta abundancia poblacional de comunidades de diatomeas, sedimentos límnicos. Longitud del marco en 5.0 mm in PPL. Prof. 110 cm. Horizonte 4-6 Ldim. b) Pseudomorfos de raíces con alta concentración en sedimentos palustres. Longitud del marco 5.0 mm in LPP. Prof. 160-210 cm. Horizonte 9C.

Figure 8. a) High population abundance of diatom communities, limnic sediments. Frame length in 5.0 mm. (PPL). Depth 110 cm. Horizon 4-6 Ldim. b) Pseudomorphs of roots with high concentration in marsh sediments. Frame length 5.0 mm in PPL. Depth 160-210 cm. Horizon 9C.

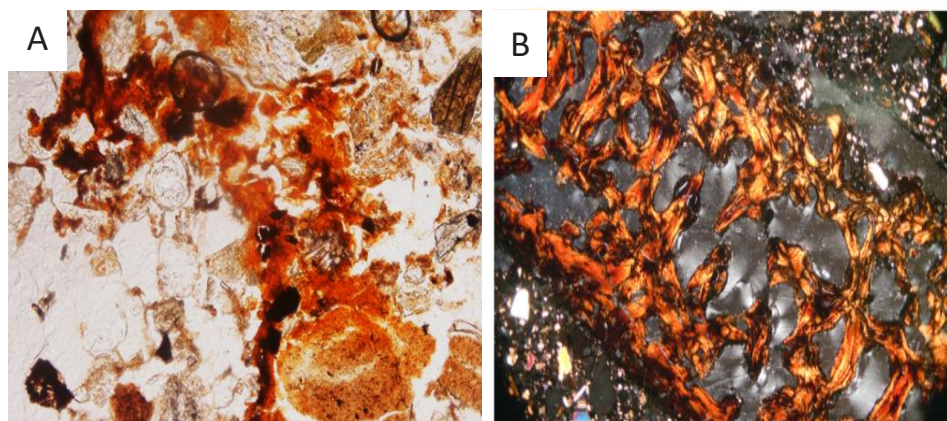


Figura 9. Rasgos pedológicos. a) hipo revestimientos de hierro a lo largo de paredes del poro. Longitud de marco 1.0 mm en LPP. Horizonte 11Cg b) relleno suelto de goethita en LPC. Longitud del marco 0.5 mm. Horizonte 9C.

Figure 9. Pedological features. a) hypo iron coatings along pore walls. Frame length 1.0 mm in LPP. 11Cg Horizon and b) goethite loose fill in CPL. Frame Length 0.5mm. Horizon 9C.

CONCLUSIONES

Los diferentes procesos pedogenéticos en este yacimiento paleontológico se han podido deducir a partir del análisis de propiedades físicas, químicas y micromorfológicas, realizadas en laboratorio. A partir del análisis de esta información, se interpretó un microhábitat de secuencias regresivas lacustres a finales del Pleistoceno, con tres tipos de estratificación principales, lacustre, palustre y aluvial, sin evidencias de flujos clásticos de tipo lahar. Estos sedimentos mostraron incipientes pedogénesis en intemperismo, hidromorfismo, pedoturbación física por iluviación, o por actividad biológica (pseudomorfos de raíces fósiles), y carbonatación con diferentes grados de influencia.

Se afirma que, de acuerdo a la discusión que se presenta aquí, existieron escenarios ambientales de pantanos de moderada salinidad a pantanos alcalinos. Se propone que estas variaciones obedecieron a oscilaciones de humedad y temperatura, a escala micromorfológica por las evidencias de sílice biogénica o rasgos redoximórficos. De acuerdo con el análisis micromorfológico se propone que existió una transición de ecotonos lacustres poco profundos y salinos, con corrientes hídricas efímeras, y avances retrocesos lacustres. Se infiere que posteriormente cambió a una formación de estanques y marismas más alcalinas, con menores profundidades, pero con mayores deposiciones de carbonato de calcio. Esto formó parte de la pedogénesis de los nichos ecológicos de *Mammuthus columbi*, entre 15 000-12 000 A.P.

DECLARACIÓN DE ÉTICA

No aplicable.

CONSENTIMIENTO PARA PUBLICACIÓN

No aplicable.

DISPONIBILIDAD DE DATOS

La totalidad de datos obtenidos y analizados en esta investigación estarán disponibles por el autor correspondiente a solicitud razonable.

CONFLICTO DE INTERESES

Los autores declaran que no tienen intereses en competencia.

FINANCIACIÓN

No aplicable.

CONTRIBUCIÓN DE LOS AUTORES

Conceptualización: Y.M.O.M., M.C.G.C., C.A.O.S., E.V.G.C., I.G.G.E., J.A.C. y L.M.A. Metodología: M.C.G.C., C.A.O.S., E.V.G.C., I.G.G.E. y J.A.C. Investigación y Curación de Datos: Y.M.O.M. y M.C.G.C. Escritura y preparación del borrador Y.M.O.M. y M.C.G.C.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el financiamiento de la beca de estudios doctorales.

LITERATURA CITADA

- Arroyo-Cabral, J., Polaco, O. J., & Johnson, E. (2006). A preliminary view of coexistence of Mammoth and early peoples in Mexico. *Quaternary International*, 142, 79-86. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.03.006>
- Arroyo-Cabral, J., Polaco, O. J., Johnson, E., & Ferrusquia-Villafranca, I. (2010). A perspective on mammalian biodiversity and zoogeography in the Late Pleistocene of Mexico. *Quaternary International*, 212, 187-197. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.05.012>
- Beverly, E. J., Driese, S. G., Peppe, D. J., Arellano, L. N., Blegen, N., Faith, J. T., & Tryon, C. A. (2015). Reconstruction of a semi-arid late Pleistocene paleocatena from the Lake Victoria region, Kenya. *Quaternary Research*, 84(3), 368-381. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.08.002>
- Bockheim, J. G., Gennadiyev, A. N., Hartemink, A. E., & Brevik, E. C. (2014). Soil-forming factors and Soil Taxonomy. *Geoderma*, 226, 231-237. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.02.016>
- Bradbury, J. P. (1989). Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 8(1), 75-100. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(89\)90022-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(89)90022-X)
- Bronger, A., & Heinkele, T. (1989). Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: pedostratigraphic and environmental implicatios. *Geoderma*, 45(2), 123-143. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(89\)90046-3](https://doi.org/10.1016/0016-7061(89)90046-3)
- Bryan, K. (1948). Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en Relación a los cambios climaticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 13(1), 1-20. <https://doi.org/10.18268/BSGM1948v13n1a1>
- Bullock, P. Stoops, A. Jongerius, A. Fedoroff, N. & Tursina, T. (1999). *Manual para la descripción micromorfológica de suelos*; (Gutiérrez Castorena M del Carmen, Ortiz Solorio Carlos A. Trans.). Montecillo, Texcoco, México: Colegio de Postgraduados.
- Colombo, F. (2010). *Abanicos Aluviales: Procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos*. España: CSIC. ISBN: 978-84-00-09145-3
- Córdova, C. E. (2022). The Lakes of the Basin of Mexico. *Dynamics and lacustrine systems and the evolution and Civilitations*. Berlin, Alemania: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-12733-5>
- Cruz y Cruz, T., Pérez-Crespo, V. A., Pustovoytov, K., Sedov, S., Morales-Puente, P., Tovar-Liceaga, R. E., ... & Sánchez-Miranda, G. (2016). Paleosol (organic matter and pedogenic carbonates) and paleontological $\delta^{13}C$ records applied to the paleoecology of late Pleistocene-Holocene in Mexico. *Quaternary International*, 418, 147-164. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.093>
- De León-González, F., Gutiérrez-Castorena, M. C., González-Chávez, M. C. A., & Castillo-Juárez, H. (2007). Root-aggregation in a pumiceous sandy soil. *Geoderma*, 142(3-4), 308-317. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.08.023>
- Díaz-Rodríguez, J. A. (2006). Los suelos volcánicos-lacustres de la ciudad de México. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 6(2) 44.
- Douglas, L. A. (1990). *Soil micromorphology: A basic and applied science*. Amsterdam, Países Bajos: Elsevier.
- Duchauffour, P. (1984). *Edafogénesis y clasificación*. Barcelona, España: Masson. ISBN: 978843110344
- Durand, N., Monger, H. C., Canti, M. G., & Verrecchia, E. P. (2018). Calcium carbonate features. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 205-258). Amsterdam, Países Bajos: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00009-7>
- Fitzpatrick, E. A. (1990). *Micromorfología de suelos*. Distrito Federal, México: Compañía Editorial Continental.
- Geis, J. W. (1978). Biogenic opal in three species of Gramineae. *Annals of Botany*, 42(5), 1119-1129. <https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.aob.a085552>
- González, S., Huddart, D., Israde-Alcántara, I., Domínguez-Vázquez, G., & Bischoff, J. (2014). Tocuila mammoths, Basin of Mexico: Late Pleistocene-Early Holocene stratigraphy and the geological context of the bone accumulation. *Quaternary Science Reviews*, 96, 222-239. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.003>
- Guevara-Olivar, B. K., Ortega-Escobar, H. M., Ríos-Gómez, R., Solano, E., & Vanegas-Rico, J. M. (2015). Morfología y geoquímica de suelos de Xochimilco. *Terra Latinoamericana*, 33(4), 263-273.
- Gutiérrez-Castorena, M. C., Stoops, G., & Ortiz-Solorio, C. A. (1998). Carbonato de calcio en los suelos del ex lago de Texcoco. *Terra, Latinoamericana*, 16(1), 11-19.
- Gutiérrez-Castorena, M. C., Stoops, G., Ortiz-Solorio, C.A., & Sanchez-Guzman, P. (2006). Micromorphology of opaline features in soils on the sediments of the ex-lago de Texcoco, Mexico. *Geoderma*, 132, 98-104. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.05.002>
- Gutiérrez-Castorena, M. C., López-Ávila, G., Segura-Castruita, M. A., Ortiz-Solorio, C. A., & Flores-Román, D. (2003). Sedimentos del ex lago de Texcoco y su comportamiento con la aplicación de materiales calcáreos y compactación. *Terra Latinoamericana*, 22(1). 1-10.
- Gutiérrez-Castorena, M. C., & Ortiz-Solorio, C.A. (1999). Origen y evolución de los Suelos de la ribera del Ex Lago de Texcoco. *Agrociencia*, 33, 199-208.

- Hoosbeek, M. R., & Bryant, R. B. (1992). Towards the quantitative modelling of pedogenesis a review *Geoderma*, 55, 183-210. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(92\)90083-J](https://doi.org/10.1016/0016-7061(92)90083-J)
- Huang, P. M., Li, Y., & Sumner, M. E. (2011). *Handbook of soil sciences: properties and processes*. Boca Raton, FL, USA: CRC Press.
- Ibarra-Arzave, G., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., & Leonard, D. (2019). The role of pedogenesis in palaeosols of Mexico basin and its implication in the paleoenvironmental reconstruction. *Quaternary International*, 502, 267-279. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.012>
- Ibarra-Morales, E., & Fernández-Galán, B. S. (2012). El estudio del polen antiguo: problemas y estrategias en el laboratorio. *TIP. Revista Especializada en Ciencias Químico-Biológicas*, 15(1), 62-66.
- IUSS Working Group WRB (International Union of Soil Sciences-World Reference Base for Soil Resources). (2015). *Base referencial mundial del recurso suelo 2014. Actualización 2015 Sistema Internacional de Clasificación de Suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos 106*. Roma, Italy: FAO. ISBN: 978-92-5-308369-5.
- Jongmans, A. G. (1994). *Aspects of minerals transformation during weathering of volcanic materials: the microscopic and submicroscopic level*. Wageningen, Netherlands: Wageningen University and Research. ISBN: 90-5485-279-8
- Krasilnikov, P., Gutiérrez, M. C., Ahrens, R. J., Cruz, C. O., Sedov, S., & Solleiro, E. (2013). *The soils of Mexico*. Netherlands: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5660-1>
- Lindbo, D. L., Stolt, M. H., & Vepraskas, M. J. (2010). *Redoximorphic features*. In: G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. their relevance for pedogenic studies and classifications* (pp. 129-147). Oxford, United Kingdom: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00008-8>
- Lozano-García, S., & Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco Basins. *Review of Paleobotany and Palynology*, 99(2) 77-93. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00046-8](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00046-8)
- Lucas, S., Tanner, L., & Galli, K. (2014). Pedogenic and lacustrine features of the Brushy Basin Member of the Upper Jurassic Morrison Formation in western Colorado: Reassessing the paleoclimatic interpretations, *Volumina Jurassica*, 2, 115-130.
- Mallol, C., VanNieuwenhuysse, D., & Zaidner, Y. (2011). Depositional and Paleoenvironmental setting of the Bizat Ruhama early pleistocene archaeological assemblages, Northern Negev, Israel: a microstratigraphic perspective. *Geoarchaeology*, 26(1), 118-141. <https://doi.org/10.1002/gea.20339>
- Mooser, F. (1975). *Memorias de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal*. México: DDF.
- Morett-Alatorre, L. (2022). *Yacimiento de Tocuila. Características y significado cultural*. Texcoco, México: Universidad Autónoma Chapingo.
- Morett, A. L., González, S., Arroyo-Cabrales, J., Polaco, Ó. J., Sherwood, G. J., & Turner, A. (2003). The late Pleistocene paleoenvironment of the Basin of Mexico. *Deinsea*, 9(1), 267-272.
- Morett-Alatorre, L., Arroyo-Cabrales, J., & Polaco, O. J. (1998). Tocuila, a remarkable mammoth site in the Basin of Mexico. *Current Research in the Pleistocene*, 15, 118-120.
- Murphy, C. (1986). *Thin section preparation soils and sediments*. British Virgin Islands, United Kingdom: AB Academic Publishers.
- Nilsson, T. (1983). *The Pleistocene Geology and life in the Quaternary ice age*. Berlin, Germany: Springer.
- Ortega, E. M. (1993). *Causas del ensalitramiento y sus efectos sobre los suelos*. Montecillo, Estado de México, México: Centro de Hidrociencias-Colegio de Postgraduados
- Ortiz-Solorio, C.A., (2019). *Edafología*. México: Trillas. ISBN: 978-607-17-3577-5
- Pettijohn, F. J. (1976). *Rocas sedimentarias*. New York, NY, USA: Harper & Brothers.
- Porter, R. T., & Wright, H. E. (1983). *Late-Quaternary environments of the United States. The Late Pleistocene Minneapolis*. Minnesota, USA: University of Minnesota Press.
- Retallack, G. J. (2001). *Soils of the past: An introduction to paleopedology* (2nd Ed.). Oxford, England: Blackwell Science Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470698716>
- Sedov, S., Lozano-García, S., Solleiro-Rebolledo, E., de Tapia, E. M., Ortega-Guerrero, B., & Sosa-Najera, S. (2010). Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central México. *Geomorphology*, 122(3-4), 309-322. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.09.003>
- Siebe, C., Shaaf, P., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1999). Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México. *Bulletin of the Geological Society of America*, 111(10), 1550-1562. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C1550:MBEIAL%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C1550:MBEIAL%3E2.3.CO;2)
- Splinter, D. K., Dahms, D. E., & May, D. W. (2005). Soils and Geomorphology of the Lower Little Cedar River Valley, Northeast Iowa. *Physical Geography*, 26(1), 52-68. <https://doi.org/10.2747/0272-3646.26.1.52>
- Srivastava, P., Rajak, M. K., Sinha, R., Pal, D. K., & Bhattacharyya, T. (2010). A high-resolution micromorphological record of the Late Quaternary paleosols from Ganga-Yamuna interfluvium: Stratigraphic and paleoclimatic implications. *Quaternary International*, 227(2), 127-142. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.019>
- Statsoft (2007). *STATISTICA User's Guide. Version 8*. Possumoerweg, Hamburg, Germany: StatSoft Europe.
- Stoops, G. (2013). A micromorphological evaluation of pedogenesis on Isla Santa Cruz (Galápagos). *Spanish Journal of Soil Science*, 3(2), 14-37. <https://doi.org/10.3232/SJSS.2013.V3.N2.02>
- Stoops, G., & Eswaran, H. (1985). Micromorphology in wetland soils. *Wetland soil, characterization, classification and utilization*. Los Danos, Laguna, Philippines: International Rice Research Institute. ISBN 971-104-139-1
- Stoops, G., Langohr, R., & Van Ranst, E. (2020). Micromorphology of soils and paleosols in Belgium. An inventory and meta-analysis. *Catena*, 194, 104718 <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104718>
- Stoops, G., Poch, R. M., Loaiza, J. C., & Casamitjana, M. (2014). *Manual de micro morfología de suelos y técnicas complementarias*. Colombia: Fondo editorial Pascual Bravo.
- Sycheva, S. A., Pogosyan, L., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E., Golyeva, A. A., Barceinas-Cruz, H., ... & Romanenko, K. A. (2022). Evidence for stages of landscape evolution in Central Mexico during the late Quaternary from paleosol-pedosediment sequences. *Quaternary Research*, 107, 159-177. <https://doi.org/10.1017/qua.2021.73>
- Tabor, N. J. & Myers, T. S. (2015). Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 333-361. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355>
- Tanner, L., Galli, K., & Lucas, S. (2014). Pedogenic and lacustrine features of the Brushy Basin Member of the Upper Jurassic Morrison Formation in western Colorado: Reassessing the paleoclimatic interpretations *Volumina Jurassica*, 12(2), 115-130.

- Targulian, V. O., & Goryachkin, S. V. (2004). Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(1), 1-8.
- Targulian, V. O., & Krasilnikov, P. V. (2007). Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. *Catena*, 71(3), 373-381. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.007>
- Tovar, R. E., Sedov, S., Solis, B., & Solleiro, E. (2013). Dark humic alluvial paleosols in Central and Southern Mexico: micromorphological indicators of Late Pleistocene megafauna habitats. *Spanish Journal of Soil Science*, 3(3), 217-235. <https://doi.org/10.3232/SJSS.2013.V3.N3.06>
- USDA (United States Department of Agriculture). (2017). *Soil survey manual, Handbook No. 18*. Washington, D.C., USA: USDA.
- van der Meer, J. J., & Menzies, J. (2011). The micromorphology of unconsolidated sediments. *Sedimentary Geology*, 238(3-4), 213-232. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.013>
- Van Reeuwijk, L. P. (2003). *Procedimientos para análisis de suelos*. Montecillo, Estado de México, México: Colegio de Postgraduados. ISBN: 968-839-264-2
- Veneman, P. L. M., Vepraskas, M., & Bouma, J. (1976). The physical significance of soil mottling in a Wisconsin toposequence. *Geoderma*, 15(2), 103-118. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(76\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(76)90081-1)
- Vepraskas, M. J., Wilding, L. P., & Drees, L. R. (1993). Aquic conditions for soil taxonomy: concepts, soil morphology and micromorphology. In A. J. Ringrose-Voase, & G. S. Humphreys (Eds.). *Developments in soil science* (pp. 117-131). Amsterdam, Netherlands: Elsevier. ISBN: 978-0-444-89792-3
- Vinas-Vallverdú, R., Arroyo-Cabrales, J., Rivera-González, I. I., Rodríguez-Álvarez, X. P., Rubio-Mora, A., Eudave-Eusebio, I. N., ... & Ardelean, C. F. (2017). Recent archaeo-palaeontological findings from Barranca del Muerto site, Santiago Chazumba, Oaxaca, México. *Quaternary International*, 431, 168-180. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.055>