



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**TOPOSECUENCIA DE PALEOSUELOS VOLCÁNICOS COMO
HERRAMIENTA PARA LA RECONSTRUCCIÓN
PALEOAMBIENTAL DEL CUATERNARIO TARDÍO EN
TLAXCALA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

BERENICE SOLIS CASTILLO

JURADO EXAMINADOR

DIRECTOR DE TESIS: DR. SERGEY SEDOV
PRESIDENTE: DRA. SOCORRO LOZANO GARCÍA
VOCAL: DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
SUPLENTE: DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO
SUPLENTE: DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO



MÉXICO, D.F. 22 DE MAZO DE 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

TOPOSECUENCIA DE PALEOSUELOS VOLCÁNICOS COMO
HERRAMIENTA PARA LA RECONSTRUCCIÓN
PALEOAMBIENTAL DEL CUATERNARIO TARDÍO EN
TLAXCALA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

BERENICE SOLIS CASTILLO

JURADO EXAMINADOR

DIRECTOR DE TESIS: DR. SERGEY SEDOV
PRESIDENTE: DRA. SOCORRO LOZANO GARCÍA
VOCAL: DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
SUPLENTE: DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO
SUPLENTE: DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO



MÉXICO, D.F. 22 DE MAZO DE 2010

JURADO

DIRECTOR DE TESIS: Dr. Sergey Sedov

PRESIDENTE: Dra. Socorro Lozano García

VOCAL: Dr. Lorenzo Vázquez Selem

SUPLENTE: Dra. Beatriz Ortega Guerrero

SUPLENTE: Elizabeth Solleiro Rebolledo

DEDICATORIA

A MI TRIBU

AGRADECIMIENTOS

Estas palabras no sólo expresan mis agradecimientos, exponen un camino de aprendizaje que he emprendido en compañía de personas que me han mostrado una perspectiva novedosa que ha satisfecho, hasta cierto punto, mi curiosidad científica e incluso motivado cuestionamientos que serán nuevas metas en mi quehacer profesional.

Agradezco a los contribuyentes fiscales que hicieron posible que el Consejo Nacional de la Ciencia y Tecnología así como el Instituto de Geología de la UNAM me brindarán el apoyo económico para la realización de mis estudios de posgrado, lo cual reafirma mi eterno compromiso social con todos ustedes.

A los proyectos PAPIIT IN110107 Y IN117709

Al proyecto CONACYT 90220

Al Instituto de Geología por las facilidades y el apoyo económico para la realización de este documento.

A la Coordinación de Estudios de Posgrado por todo el apoyo recibido.

A la Coordinación de Posgrado en Ciencias de la Tierra por todo su apoyo y dedicación.

Agradezco a mi tutor, el Dr. Sergey Sedov, por su constante apoyo, paciencia y dirección en la realización de esta investigación. También por haberme mostrado su cultura, su país y una forma diferente del quehacer científico. Además, por motivar la divulgación de este trabajo y, como consecuencia, fomentó una mayor calidad en el mismo. БОЛЬШОЕ СПАСИБО!

Agradezco enooooormemente a la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo porque de ella he aprendido que un buen catedrático está dispuesto a la enseñanza y formación de nuevos miembros de la comunidad científica permitiéndome, con su venia, concluir que un buen científico, además del conocimiento, puede atesorar la singularidad de los seres humanos

¡Gracias Liz! Por supuesto, por su compromiso durante la evaluación y dirección en el desarrollo de esta tesis; de la misma forma que su dedicación en cada una de las fases de esta investigación.

Gracias al jurado para el examen de grado: Dr. Sergey Sedov, Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dra. Socorro Lozano, Dra. Beatriz Ortega y Dra. Elizabeth Solleiro por sus innumerables consejos y sugerencias para la culminación de la presente tesis.

Al Dr. Jorge Gama Castro por su incomparable confianza hacia los invasores arqueólogos en el ámbito de la geoarqueología, así como su amistad brindada durante la realización de esta investigación. A la Dra. Carolina Jasso por su cariño y amistad.

A la Dra. Anne Soler por su amistad y apoyo brindados en el triunfo paleomagnético de los paleosuelos ¡Gracias Anne!

Gracias Dra. Socorro Lozano por su entrega y paciencia para mostrarme la metodología y análisis de los estudios palinológicos.

Dra. Margarita Caballero agradezco su tiempo y dedicación por permitirme conocer el mundo de la microbiota (diatomeas).

Al Dr. Aleksander Borejsza y la Arqueóloga Isabel Rodríguez López quienes me brindaron su apoyo durante la fase de reconocimiento en campo y toma de muestras.

A la M. en C. Susana Sosa por mostrarme los inicios del análisis palinológico y brindarme su amistad.

Al M. en C. Héctor Cabadas por su dedicación en el análisis micromorfológico, su amistad y su apoyo durante aquellas fases de crisis y esquizofrenia.

Al M. en C. Jorge Rivas Ortiz por su apoyo en la realización de los análisis paleomagnéticos, así como por su amistad y comprensión.

A la M. en C. Elena Lounejeva Baturina por sus comentarios y aporte en la realización de esta tesis.

A la M. en C. Kumiko Shimada y la Dra. Lucy Mora Palomino por el apoyo en los análisis de carbono orgánico total.

Al M. en C. Pedro Morales Puente, a la M. en C. Edith Cienfuegos Alvarado y el Laboratorio de Isotopos estables del Instituto de Geología por la elaboración de los análisis de isotopos estables de carbono.

Al M. en C. Jaime Díaz Ortega por sus comentarios y ayuda en la fase de análisis de esta investigación.

Al Sr. Eligio Jiménez por su apoyo en la elaboración de las secciones delgadas.

A la M. en C. Ana María Rocha por el apoyo técnico durante la redacción de este documento.

Al Mtro. Jorge Rene Alcalá por su apoyo en la fase de análisis.

A Maricela Coronado y Guadalupe Maturano por recibirme cada mañana con una sonrisa, además de proporcionarme su amistad y cariño.

Gracias al Servicio Geológico por proporcionarme información geográfica del Bloque Tlaxcala, en especial a Adriana Galván por su tiempo y dedicación para enseñarme los sistemas de información geográfica.

A mis maestros y amigos Ingeniero Miguel Vera y M. en C. Juan Manuel Medina por mostrarme los fundamentos de la geología.

Al Dr. Dante Morán y el Mtro. Luis Espinoza por mostrarme los enigmas de la geología durante la asignatura Historia Geológica y de México.

¡MUCHAS GRACIAS! Cesar Berkovich por haber emprendido conmigo una aventura más en la cual he recibido tu confianza y cariño. ¡Esperemos nuevas travesías para encontrar nuestra genealogía más antigua! Además, por tu ayuda en la catalogación bibliográfica, el trabajo de campo, el diseño para representar los perfiles, así como por la digitalización de las curvas de nivel para elaborar mapas - esquemas y la corrección de estilo. Pero sobretodo por tu compañía, esmero y franqueza como buen norteño que gusta de la carne asada.

A toda la tropa ¡GRACIAS! por haberme brindado su amistad, confianza y alegría durante la realización de mis estudios y elaboración de este documento, Alfredo González, Federico Landa y Haydar (gracias chicos), Fabián y Sandra (gracias amigos), Iriliana (gracias por animarme siempre).

Adriana Galván (Adi eres genial), Claudia Serrano y Esperanza Torres (большое спасибо подруги), Keiko Teranishi (vales mil amiga), Gina Ibarra (¡gracias amiga te quiero!), Yazmín Rivera (gracias Yaz), Verónica López (sonríe siempre), Becket Lailson y Roberto Galindo (gracias compañeros arqueólogos), Maricarmen Salazar (Gracias por tu apoyo) .

GRACIAS a aquellos que, orgullosamente, forman parte de la extraña especie Homo ursus, la cual conforma el clan al que pertenezco.

¡GRACIAS! a todos aquellos que por mi distracción no agradecí correctamente, pero saben que los estimo, mil disculpas.

ÍNDICE

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS
RESUMEN

INTRODUCCIÓN.....	1
HIPÓTESIS.....	5
OBJETIVOS GENERALES.....	5
OBJETIVOS PARTICULARES.....	6
MARCO TEÓRICO.....	9
1. LOS SUELOS DEL PASADO, OBJETO DE ESTUDIO DE LA PALEOPEDOLOGÍA.....	9
1.1 PALEOSUELO.....	9
1.2 MEMORIA DEL SUELO.....	10
1.3 LA RELACIÓN SUELO Y PAISAJE.....	12
1.3.1 MARCO CONCEPTUAL DE LA GEOMORFOLOGÍA DE SUELOS.....	13
1.3.1.1 SUPERFICIE GEOMÓRFICA.....	13
1.3.1.2 SUPERFICIE MORFOMÉTRICA.....	13
1.3.1.3 <u>TOPOSECUENCIA</u>	14
1.4 LA APLICACIÓN DEL CONCEPTO TOPOSECUENCIA AL ESTUDIO DE LOS PALEOSUELOS.....	15
1.4.1 PALEOTOPOSECUENCIA Y PALEOAMBIENTE.....	16
ANTECEDENTES.....	21
2. REGISTRO E INTERPRETACIÓN DE LA VARIABILIDAD PALEOCLIMÁTICA DE LA CUENCA PUEBLA-TLAXCALA.....	21
2.1 ESTUDIOS PALEOECOLÓGICOS DE LA CUENCA PUEBLA-TLAXCALA	21
2.1.1 REGISTROS PALEOGLACIALES.....	21
2.1.2 ESTUDIOS PALEOLIMNOLÓGICOS.....	22
2.1.3 ESTUDIOS PALEOPEDOLÓGICOS.....	23
2.1.3.1 UNIDAD ROJA.....	25
2.1.3.2 UNIDAD PARDA.....	25
2.1.3.3 UNIDAD GRIS.....	25
2.1.3.4 EDAD DE LOS PALEOSUELOS.....	26
METODOLOGÍA.....	29
3.1 UBICACIÓN DE LAS SECCIONES TLALPAN C, LA CONCEPCIÓN C y HUEXOYUCAN...29	29
3.2 COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN PREVIA.....	29
3.3 TRABAJO DE CAMPO.....	29
3.4 ANÁLISIS DE LABORATORIO.....	31

3.4.1	ANÁLISIS MICROMORFOLÓGICOS.....	31
3.4.2	FECHAMIENTOS.....	32
3.4.3	ANÁLISIS FÍSICOS.....	32
3.4.3.1	COLOR.....	32
3.4.3.2	CUANTIFICACIÓN DE LAS FRACCIONES ARENA, LIMO Y ARCILLA...33	
3.4.3.3	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	33
3.4.4	ANÁLISIS QUÍMICOS.....	34
3.4.4.1	DETERMINACIÓN DEL CARBONO ORGÁNICO TOTAL.....	34
3.4.4.2	ISOTOPOS ESTABLES DE CARBONO EN LA MATERIA ORGÁNICA.....	34
3.4.5	ANÁLISIS PALEOBOTÁNICOS.....	34
3.4.5.1	FITOLITOS.....	34
3.4.5.2	POLEN.....	35
3.4.5.3	DIATOMEAS.....	35
DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....		39
4.1	LOCALIZACIÓN.....	39
4.2	GEOLOGÍA.....	39
4.3	GEOMORFOLOGÍA.....	42
4.4	AMBIENTE FÍSICO.....	42
RESULTADOS.....		45
5.1	PROPIEDADES MORFOLÓGICAS.....	45
5.1.1	DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA EN CAMPO.....	45
5.1.2	PROPIEDADES MICROMORFOLÓGICAS.....	56
5.2	FECHAMIENTOS Y CORRELACIÓN EDAFOESTRATIGRÁFICA.....	70
5.3	ANÁLISIS FÍSICOS.....	73
5.3.1	FRACCIONES GRANULOMÉTRICAS.....	73
5.3.2	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	75
5.4	ANÁLISIS QUÍMICOS.....	77
5.4.1	CARBONO ORGÁNICO TOTAL.....	77
5.4.2	ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO.....	78
5.5	ANÁLISIS PALEOZOOBOTÁNICOS.....	82
5.5.1	FITOLITOS.....	82
5.5.2	POLEN.....	83
5.5.3	DIATOMEAS.....	85
DISCUSIÓN.....		87
6.1	INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA ETAPA ISOTÓPICA DE OXÍGENO 3 (EIO3).....	87
6.2	RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEO-TOPOSECUENCIA DURANTE LA EIO3.....	89

6.3	INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA ETAPA ISOTÓPICA DE OXÍGENO 2 (EIO2): ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL Y EL PLEISTOCENO TERMINAL (GLACIAL TARDÍO).....	92
6.3.1	ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL.....	92
6.3.2	PLEISTOCENO TERMINAL O GLACIAL TARDÍO.....	94
6.4	RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEOTOPOSECUENCIA DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL (UMG).....	99
6.5	RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEOTOPOSECUENCIA DURANTE EL GLACIAL TARDÍO.....	100
6.6	HOLOCENO TEMPRANO.....	104
6.6.1	INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA.....	104
6.6.2	RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEOTOPOSECUENCIA DEL HOLOCENO TEMPRANO.....	107
6.7	INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DEL HOLOCENO MEDIO Y RECONSTRUCCIÓN DE LA TOPOSECUENCIA ACTUAL.....	108
6.8	DISTRIBUCIÓN Y CORRELACIÓN DE LOS PALEOSUELOS DEL BLOQUE TLAXCALA.....	110
	CONCLUSIONES	111
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	112
	ANEXO.....	127

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Distribución de los perfiles muestreados dependiendo de su posición en la topografía.....	30
FIGURA 2. A. Características tectónicas de México y la ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (Modificado de Siebe y Macías, 2004). B. Localización del Bloque Tlaxcala.....	40
FIGURA 3. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Siebe y Castro, 2007; Vilaclara et al., 2005; Erffa et al., 1976.....	41
FIGURA 4. Perfil Tlalpan C.....	46
FIGURA 5. Cualificación de los procesos pedogenéticos a partir de la morfología de cada horizonte del perfil Tlalpan C.....	48
FIGURA 6. Perfil La Concepción C.....	49
FIGURA 7. Cualificación de los procesos pedogenéticos a partir de la morfología de cada horizonte del perfil La Concepción C.....	51
FIGURA 8. Perfil Huexoyucan.....	52
FIGURA 9. Cualificación de los procesos pedogenéticos a partir de la morfología de cada horizonte del perfil Huexoyucan.....	54
FIGURA 10. Propiedades micromorfológicas del perfil Tlalpan C.....	57
FIGURA 11. Esquema de las propiedades micromorfológicas del perfil Tlalpan C.....	59
FIGURA 12. Propiedades micromorfológicas del perfil La Concepción C.....	61
FIGURA 13. Esquema de las propiedades micromorfológicas del perfil La Concepción C.....	63
FIGURA 14. Propiedades micromorfológicas del perfil Huexoyucan.....	65
FIGURA 15. Propiedades micromorfológicas del perfil Huexoyucan.....	67
FIGURA 16. Esquema de las propiedades micromorfológicas del perfil Huexoyucan.....	78
FIGURA 17. Fechamientos y correlación edafoestratigráfica de los perfiles Tlalpan C, La Concepción C y Huexoyucan. Las edades de los paleosuelos son no calibradas y se reportan en años antes del presente (a. A. P.).....	77
FIGURA 18. Distribución de las fracciones de arcilla, limo y arena de cada uno de los perfiles.....	79
FIGURA 19. Susceptibilidad magnética de cada uno de los horizontes de los perfiles Tlalpan C, La Concepción C y Huexoyucan.....	80
FIGURA 20. Valores de carbono orgánico total de cada uno de los perfiles.....	81
FIGURA 21. Firma de los isotopos estables de carbono.....	83

FIGURA 22. Correlación con las firmas de los isotopos estables de carbono del Centro de México.....	81
FIGURA 23. Porcentaje de fitolitos de cada uno de los perfiles.....	85
FIGURA 24. Concentración de Palinomorfos; número de granos de polen por cada horizonte orgánico (6Ag, 6ACo-sup y 6ACo-inf) del perfil Huexoyucan.....	86
FIGURA 25. Diagrama de concentración de diatomeas; número de especie por cada horizonte orgánico (6Ag, 6ACo-sup y 6ACo-inf) del perfil Huexoyucan.....	88
FIGURA 26. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente en la etapa isotópica de oxígeno 3 a partir del análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedoestratigráfica TX2, con una edad no calibrada de $46,320 \pm 870$ a. A. P.).....	94
FIGURA 27. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente en la etapa isotópica de oxígeno 2, específicamente durante el Último Máximo Glacial a partir del análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedoestratigráfica TX1b, con una edad no calibrada de $26,525 \pm 1180$ a. A. P.).....	101
FIGURA 28. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente en la etapa isotópica de oxígeno 2, específicamente durante el Glacial Tardío a partir del análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedoestratigráfica TX1a, con una edad relativa entre los $16,820 \pm 70$ y $17,310 \pm 70$ a. A. P.).....	102
FIGURA 29. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente en el Holoceno Temprano a partir del análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedoestratigráfica TX1, con una edad no calibrada de $9,750 \pm 50$ a. A. P.).....	111
FIGURA 30. Reconstrucción de la paleotoposecuencia del Holoceno tardío partir del análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (edad no calibrada de $1,310 \pm 35$ a. A. P.).....	112

LISTA DE TABLAS

TABLA 1. Valores de los isotopos estables de carbono de cada perfil.....	78
TABLA 2. Correlación de las unidades pedoestratigráficas con los registros paleopedológicos del Centro de México.....	110

RESUMEN

“TOPOSECUENCIA DE PALEOSUELOS VOLCÁNICOS COMO HERRAMIENTA PARA LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL CUATERNARIO TARDÍO EN TLAXCALA”

Los paleosuelos, de forma similar a los sedimentos, han sido utilizados como herramientas eficientes para la reconstrucción paleoambiental y el cambio climático. Esta investigación comprende secuencias paleopedológicas en el denominado Bloque Tlaxcala localizadas en el área centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.

El objetivo de la presente tesis, con base en la información registrada en la memoria de los paleosuelos, es: 1) identificar las oscilaciones del clima y las modificaciones que produjo en los ecosistemas del área, 2) sugerir el tipo, distribución y características de los microambientes desde la EIO3 hasta el Holoceno tardío y, 3) proponer los posibles ambientes en los que se llevó a cabo el poblamiento temprano en el centro de México.

El trabajo consistió en realizar estudios morfológicos (a nivel meso y micro), físicos (fracciones granulométricas y susceptibilidad magnética), químicos (carbono orgánico total e isótopos estables de carbono) y paleobotánicos (fitolitos, polen y diatomeas) en cada una de las secciones pedoestratigráficas.

Los resultados obtenidos evidencian cuatro períodos climáticos que, integrados con los fechamientos de ^{14}C en paleosuelos, permitieron sugerir modelos de reconstrucción ambiental los cuales corresponden a dos etapas isotópicas de oxígeno (EIO3 y EIO2) y al Holoceno temprano.

Los paleosuelos de la primera etapa (EIO3) se caracterizan por presentar gran cantidad de humus oscuro acumulado, iluviación de arcilla y bastante desarrollo en su estructura y porosidad biogénica. En la EIO2 se suceden dos periodos de pedogénesis; el primero (Último Máximo Glacial) se caracteriza por procesos muy

uniformizados entre sí tales como gleyzación, iluviación de arcilla y acumulación de humus moderadas mientras que; en el segundo (Glacial Tardío), son predominantemente hidromórficos. Los registros paleopedológicos para el Holoceno temprano muestran rasgos relacionados con procesos de acumulación e iluviación.

Los paleosuelos de la EIO3 evidencian condiciones frías y húmedas con marcada estacionalidad, en tanto que; los de la EIO2 se formaron en un clima frío y húmedo constante aunque, hacia la fase final de este periodo, la temperatura disminuye drásticamente. El Holoceno temprano en Tlaxcala se asocia con un ambiente húmedo y frío en el cual se desarrolló un bosque de pino-encino abierto con grandes pastizales.

El modelo paleoambiental sugerido y elaborado a partir de estudios paleopedológicos se considera adecuado puesto que aporta elementos muy propios para la reconstrucción de los ecosistemas de una región. Finalmente, es importante puntualizar que, el relieve y la diversidad geológica que caracterizan al Altiplano Central son componentes -de entre muchos otros- que contribuyen a la gran variedad meso y microclimática y; por tanto, se requiere de estudios adicionales para establecer el mosaico paleoambiental del centro de México.

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

Las tendencias del cambio ambiental y sus efectos en el paisaje se han obtenido decodificando los registros geológicos, biológicos y pedológicos que han almacenado la historia climática de la Tierra. Es así que el estudio de los glaciares, particularmente en México se localizan en las grandes montañas (en los volcanes Iztaccíhuatl, Popocatépetl, La Malinche, Cofre de Perote, entre otros), evidenciando las fluctuaciones de cambio ambiental en escalas de tiempo centenarias a milenarias. (Vázquez, 2005). Estas variaciones y su cronoestratigrafía se reconstruyen a partir de elementos geomorfológicos que se forman durante el avance o retroceso de los glaciares, asimismo se apoya en estudios palinológicos (Lozano y Vázquez, 2005) y paleopedológicos (Vázquez y Heine, 2004).

Una problemática para inferir los cambios en los gradientes de temperatura y humedad a través del nivel montañoso son los fechamientos, ya que en ocasiones la materia orgánica asociada a los depósitos glaciares no se conserva apoyandose entonces en la tefracronología (Vázquez, 1997).

La reconstrucción ambiental para el Cuaternario tardío del centro de México se sustenta, básicamente, en los registros lacustres (Bradbury *et al.*, 1982; Ohngemach y Straka, 1978; Lozano *et al.*, 1993; Ortega *et al.*, 2000) los cuales difieren en interpretación paleoclimática para un mismo periodo. Tales aseveraciones se derivan de que los registros lacustres aún cuando conservan valiosa información paleoambiental se tienen problemas con la interpretación de los mismos, lo cual esta relacionado con las tasas de sedimentación, la existencia de *hiatus*, la influencia de eventos tectónicos y volcánicos que llegan a enmascarar una señal climática, perturbaciones antropogénicas y ocasionalmente la pérdida parcial de la secuencia sedimentaria como resultado de la erosión y mineralización posterior al deseca

miento de un lago (Lozano y Xelhuantzi, 1997).

Los paleosuelos, del mismo modo que los sedimentos marinos y lacustres son herramientas eficientes para la reconstrucción paleoambiental del Centro de México (Sedov et al., 2001). La alta resolución espacial (los niveles de la memoria del suelo reflejan y registran la heterogeneidad espacial y diversidad de los factores formadores en una zona seleccionada en diferentes escalas espaciales y temporales) del registro paleopedológico permite, por un lado, conocer la dinámica de los cambios en el paisaje y, por el otro, establecer los patrones de distribución de los diferentes ecosistemas (Targulian y Goryachkin, 2004).

Sin embargo, el estudio paleopedológico se ve limitado cuando los procesos responsables en el desarrollo de un suelo actúan durante lapsos prolongados de tiempo provocando cambios continuos que se superponen a los registros previos. Cada superposición de registros más nuevos sobre los más antiguos generan combinaciones complejas de rasgos que derivan de procesos antagónicos en un mismo perfil. Asimismo, es frecuente que parte de la memoria edáfica se pierda por procesos de erosión, diagénesis y pedogénesis moderna (Targulian y Goryachkin, 2004).

La paleopedología, específicamente en Tlaxcala ha permitido la caracterización de periodos climáticos que no se hallan registrados en los sedimentos lacustres y están poco documentados por los estudios glaciales, ya que no se cuentan con lagos asociados al Bloque Tlaxcala y glaciares cercanos a la región (volcán La Malinche) reflejan oscilaciones climáticas sin poder, en ocasiones, establecer las variaciones mesoclimáticas. Es por ello que el estudio de los paleosuelos como una herramienta de reconstrucción paleoambiental fue propuesta además de considerar otras fuentes de información que completaron el archivo ambiental.

PLANTEAMIENTO DE LA HIPÓTESIS

GENERALIDADES

La variabilidad lateral y vertical de los rasgos pedogenéticos corresponde al contexto ambiental que impera en una zona determinada. En consecuencia, al analizar las propiedades de los paleosuelos se obtendrá un reflejo tanto de las condiciones ambientales predominantes como su relación con la distribución de los ecosistemas en el área.

Además, la paleopedología ha contribuido a la solución de problemáticas de otras disciplinas como es el caso de la prehistoria ya que, a partir del estudio de los paleosuelos, se han podido establecer los escenarios ambientales vinculados con el patrón espacial de aprovechamiento el medio.

HIPÓTESIS

El estudio de paleosuelos distribuidos discontinuamente en geoformas distintas (toposecuencia) permite recrear el mosaico ambiental en el que se formaron y desarrollaron. Por tanto, *es posible determinar la distribución y variabilidad espacial de los ecosistemas en el centro de México durante el Cuaternario Tardío, basándose en el registro paleopedológico; periodo en el que se reporta la presencia humana más antigua (Lorenzo, 1956) y; por ende, conocer la disposición y variedad de los recursos naturales potencialmente disponibles y aprovechables por los primeros pobladores.*

OBJETIVOS GENERALES

1. Identificar y determinar la variación de las propiedades, rasgos y procesos edafogenéticos de un conjunto sincrónico de paleosuelos desarrollados en un mismo periodo de acuerdo con su posición en el

relieve local. Esto permitirá conocer el tipo, distribución y las características de los microambientes en el Bloque Tlaxcala desde la etapa isotópica de oxígeno 3 (EIO3) hasta el Reciente.

2. A partir del estudio, análisis e interpretación de la memoria de los paleosuelos, inferir las oscilaciones del clima y las transformaciones que produjo en el ecosistema del área de estudio.

OBJETIVOS PARTICULARES

- a. Seleccionar las unidades edáficas de interés para el presente estudio de acuerdo con su posición en el paisaje.
- b. Identificar los paleosuelos presentes en las secuencias paleopedológicas y caracterizarlos a través de sus propiedades físicas, químicas y morfológicas
- c. Reconocer los principales procesos pedogenéticos que caracterizan los paleosuelos y su variación de acuerdo con su posición en la topografía del área.
- d. Determinar e interpretar las propiedades mineralógicas, químicas, físicas y los rasgos micromorfológicos que caracterizan a los paleosuelos estudiados.
- e. Relacionar los datos con los procesos paleoambientales, principalmente clima, vegetación y geomorfología.

MARCO TEÓRICO

I. LOS SUELOS DEL PASADO, OBJETO DE ESTUDIO DE LA PALEOPEDOLOGÍA

La paleopedología es el estudio de los suelos del pasado (Bronger y Catt, 1998), se apoya en diferentes disciplinas como la geología, sedimentología, geoquímica, pero cuyas bases teóricas fundamentalmente provienen de la ciencia del suelo (Retallack, 1990; 1998; Catt, 1990).

La diversidad de aplicaciones de la paleopedología es amplia, ya que su objeto de estudio (los paleosuelos) es considerado como: a) un límite natural de las secuencias estratigráficas complejas en la geología (Retallack 1990), b) relictos fósiles de los ecosistemas antiguos en la paleoecología (Cerling *et al.*, 1989) y, 3) evidencias de un pasado climático para la paleoclimatología (Ruhe, 1975).

1.1 PALEOSUELO

Los paleosuelos son denominados “suelos del pasado” (Retallack, 1990) o “pedo-palimpsestos” (Schaetzl y Anderson, 2005; Targulian, 2004); son definidos como un suelo formado bajo condiciones climáticas diferentes a las actuales (Ruhe y Scholtes 1971; Yaalon, 1975; Retallack 1990, Bronger y Catt, 1998) que son registradas en su fase sólida. Esta capacidad de registrar eventos ambientales a través de los procesos pedogenéticos conforma la memoria del suelo (Targulian y Goryachkin, 2004)

Un paleosuelo puede ser descrito de acuerdo a su posición en una sección estratigráfica y en el paisaje y se clasifican como: relictos, sepultados y exhumados; los primeros han permanecido en la superficie desde su formación inicial, mientras que los suelos sepultados fueron formados sobre alguna superficie del pasado, que fue sepultada por depósitos jóvenes y, por lo tanto los procesos pedogenéticos posteriores no los modificaron; finalmente, los

suelos exhumados fueron sepultados pero expuestos posteriormente por erosión (Birkeland, 1989; Retallack 1990).

1.2 MEMORIA DEL SUELO

Targulian y Goryachkin (2004) establecen los principales mecanismos de formación de la memoria del suelo a partir de un conjunto de procesos pedogenéticos que generan los productos de la fase sólida y los rasgos dentro del sistema de suelo multifásico.

La memoria del suelo es la capacidad del mismo para almacenar información sobre los factores ambientales y los procesos que han estado actuando durante un periodo de pedogénesis; la información ambiental que constituye la memoria del suelo se evidencia en las propiedades y rasgos pedogenéticos como la estructura, rellenos y revestimientos de arcilla y sesquióxidos, tipo de minerales primarios y secundarios, composición isotópica del carbono y tipo de fitolitos, entre otros aspectos.

Las propiedades y rasgos que se genera a través de los procesos pedogenéticos bajo condiciones ambientales particulares, se conserva y queda codificada en el suelo a través del tiempo.

Cuando los procesos pedogénicos cambian, ya sea como consecuencia de variaciones en el ambiente o como resultado del grado de desarrollo del suelo, se produce nueva información la cual se sobrepone a la que había anteriormente. En consecuencia, en un paleosuelo, se pueden observar una serie de registros que se acumularon a través, tanto de su historia evolutiva como del tiempo.

Con base en los análisis de los registros de la memoria del suelo, se pueden interpretar dos tipos de evidencias paleoecológicas: (1) condiciones climáticas

principalmente relacionadas con cambios en el grado de humedad, temperatura y vegetación y, (2) estabilidad del paisaje.

Los paleosuelos se forman *in situ* por lo que su memoria registra eventos de escala local, es decir, las combinaciones de factores ambientales y procesos pedogenéticos se observan en un nivel de ecosistema (variaciones de microclima, microrelieve, configuración del material parental, comunidades vegetales).

Generalmente, para poder reconstruir las condiciones ambientales de un ecosistema es fundamental considerar que un rasgo específico puede ser generado por más de un proceso pedogénico y por más de un tipo de ambiente bajo el cual se desarrolló el suelo (isomorfismo); y a los rasgos que se generan de forma sucesiva reflejando y registrando diferentes etapas de pedogénesis bajo un ambiente común y estable (polimorfismo).

La topografía o relieve local controla la distribución de los paleosuelos en el paisaje, los cuales pueden variar en sus características de acuerdo con las elevaciones y depresiones del paisaje (Birkeland, 1990). Asimismo determina la combinación del microclima, pedogénesis y procesos geomorfológicos como la erosión y sedimentación (Retallack, 1990).

Es por ello que conocer la relación entre el desarrollo de un paleosuelo y el paisaje permite identificar las diferencias principales de las características del suelo observadas en una toposecuencia, la cual, evidencia la topodiversidad de las propiedades de un paleosuelo que, en ocasiones, son contrastantes, pero reflejan un mismo clima regional (Targulian y Goryachkin, 2004).

1.3 LA RELACIÓN SUELO Y PAISAJE

La reconstrucción de la interacción entre el desarrollo de un paleosuelo y los factores formadores que le dieron origen, incluyendo el relieve, se deduce por analogía con procesos edafogenéticos recientes (Retallack, 1990), para ello se aplica el concepto de “*uniformitarismo*”.

De la misma forma que en la geología el principio “*uniformitarismo*” establece que los suelos pasados y presentes son resultado de procesos similares (Valentine y Dalrymple, 1976). Scholtes *et al.*, (1951) añade que para realizar estas inferencias es necesario elegir suelos dependiendo de su posición topográfica para que las extrapolaciones con procesos actuales sean confiables.

Metodológicamente es necesario conocer las relaciones actuales entre el suelo y, de forma particular con el paisaje, para posteriormente realizar una analogía con posibles procesos antiguos que se encuentran ocultos en la memoria del suelo (Schaetzl y Anderson, 2005).

La geomorfología de suelos se define como el estudio de las relaciones genéticas entre los suelos y las formas del relieve (Gerrard, 1992). Esta relación se aprecia fácilmente comparando las características de los suelos rocosos en las cimas con aquellos fértiles y profundos desarrollados bajo pastizales en la base de la pendiente (Schaetzl y Anderson, 2005).

La geomorfología de suelos señala que la topografía, o relieve local controla la distribución y extensión de los suelos en el paisaje, los cuales pueden contrastar en su morfología y propiedades pero corresponder lateralmente uno con el otro ya que se desarrollaron bajo las mismas condiciones ambientales.

1.3.1 MARCO CONCEPTUAL DE LA GEOMORFOLOGÍA DE SUELOS

Las superficies pueden estar en diferentes planos y con diversas orientaciones pero corresponden a un mismo periodo de pedogénesis; en consecuencia, el material parental puede no ser uniforme a lo largo del paisaje pero si definir en espacio y tiempo el desarrollo de suelo (Gerrard, 1992).

Tres conceptos son la base teórica para comprender la variabilidad de los suelos con respecto a su ubicación en el paisaje: “superficie geomórfica”, “superficie morfométrica” y “toposecuencia”.

1.3.1.1 SUPERFICIE GEOMÓRFICA

La superficie geomórfica es la configuración del paisaje en un mismo periodo, definiendo en espacio y tiempo un suelo, por lo tanto debe ser fechable y mapeable. Las superficies geomórficas son formadas por uno o más procesos superficiales, por lo cual su relación con respecto a la edad, litología y morfología es ideal (Schaetzl y Anderson, 2005).

1.3.1.2 SUPERFICIE MORFOMÉTRICA

Schaetzl (2005) señala que una superficie morfométrica puede ser definida genéticamente (origen) y morfométricamente (forma y geometría).

El modelo geomorfológico sobre la pedogénesis propuesto por Ruhe (1975) y posteriormente modificado por Schoeneberger y Wysocki (2001) establece que una superficie morfométrica esta conformada por un segmento del relieve sobre el cual se desarrolló un tipo de suelo; este segmento morfométrico proporciona la descripción de las formas donde se localiza una secuencia de suelos en un área específica.

Lo anterior implica que durante un determinado periodo de estabilidad ambiental, la morfología y el grado de desarrollo pedogenético que alcanza el suelo difiere en cada uno de los segmentos en toda el área de estudio. Esta variación lateral se establece en el concepto de toposecuencia.

1.3.1.3 TOPOSECUENCIA

Es importante señalar que el relieve es un aspecto en la formación de un paleosuelo que depende de factores como vegetación, microclima, material parental y edad de las superficies; éstos, en ocasiones, pueden limitar la variación en los suelos en el relieve, constituyendo una toposecuencia y, entonces, los rasgos pedogenéticos pueden ser considerados como una topofunción (Retallack, 1990).

Toposecuencia es el término menos riguroso para describir las variaciones laterales de los paleosuelos, la cual se define como: un arreglo espacial de los suelos condicionados por la posición que ocupan en el relieve, siendo la topografía el principal factor que determina la variabilidad en los rasgos pedogenéticos en un mismo periodo (Birkeland, 1984a).

Asimismo una “*toposecuencia*” establece que la relación entre el suelo y el paisaje es controlada por su ubicación (altitud respecto al nivel del mar), por las características de la forma (inclinación y orientación) y por la posición del suelo en la geoforma (Porta, 1994). En consecuencia, la superficie define en espacio y tiempo el desarrollo de un paleosuelo permitiendo establecer su génesis a partir de la edad, desarrollo, topoclíma y relieve (Schaetzl y Anderson, 2005).

En una toposecuencia es posible observar la aceleración o desaceleración en el desarrollo del suelo dependiendo de su posición en el relieve, así como

identificar las superficies de erosión y los procesos de acumulación preservando o evidenciando un paleosuelo.

La relación entre el relieve y la pedogénesis puede ser aplicada a los estudios paleopedológicos, los cuales hacen hincapié en dos condiciones principales: la primera, definir e identificar los procesos y las características particulares de cada paleosuelo según su posición en el paisaje, debido a la variación tridimensional de sus propiedades, las cuales, implican procesos de edafogénesis y diagénesis (Valentine y Dalrymple, 1976)

La segunda, establecer las condiciones ambientales y las propiedades específicas del suelo tomando en cuenta que algunos *pedones* con propiedades morfológicas similares se desarrollan a partir de diferente clima, material parental, topografía, vegetación y tiempo dificultando la interpretación del pasado ambiental (Valentine y Dalrymple, 1976; Targulian *et al.*, 2004, Birkeland, 1990).

Para conocer más a fondo la asociación entre el concepto de toposecuencia y su aplicación al estudio de los suelos antiguos es importante identificar y describir cada uno de los criterios que se usan para deducir esta asociación; los cuales se describen en el siguiente apartado.

1.4 LA APLICACIÓN DEL CONCEPTO TOPOSECUENCIA AL ESTUDIO DE LOS PALEOSUELOS

Una paleotoposecuencia no es fácil de determinar debido a que los paleosuelos en ocasiones presentan en un solo perfil varios ciclos de formación e incluso muestran fases de poligénesis (Retallack, 1990). Sin embargo, se desarrollan en una superficie geomórfica y morfométrica que pueden ser inferida considerando la variación lateral y vertical de los suelos del pasado, que

sumado a la “memoria del suelo” permite establecer la topodiversidad de un área (Targulian y Goryachkin, 2004).

El principio para construir una toposecuencia de paleosuelos inicia con establecer la similitud de los rasgos pedogenéticos de los paleosuelos que en ocasiones pueden ser reconocidos y diferenciados de otros.

1.4.1 PALEOTOPOSECUENCIA Y PALEOAMBIENTE

Los paleosuelos pueden ser utilizados como herramienta para la reconstrucción paleoambiental ya que conservan una memoria multitemporal del paleoambiente bajo el cual se desarrollaron, la cual permanece en la fase sólida producto de los procesos edafogenéticos (Targulian y Goryachkin, 2004).

La reconstrucción ambiental a través de los paleosuelos considera: 1) que son producto de la interacción de cinco factores formadores locales en un mismo periodo de tiempo (Retallack, 1990; Bronger y Catt, 1998; Birkeland, 1999); 2) la naturaleza e intensidad de estos factores influyen en el grado de desarrollo del suelo, así como su edafogénesis (Fanning y Fanning, 1989); 3) la memoria del suelos está constituida por el desarrollo de propiedades y rasgos edafogenéticos (Targulian y Goryachkin, 2004).

La reconstrucción de la interacción entre los factores formadores se deduce por analogía con procesos edafogenéticos recientes, aunque no es posible estudiar los paleosuelos de la misma forma que los suelos modernos los cinco factores de formación del suelo ofrecen un marco sistemático para la interpretación paleoambiental de los paleosuelos (Retallack, 1990). También es preciso considerar que las variaciones en el ambiente producen nueva información, la cual se sobrepone a la existente conformando una serie de registros que se

acumulan a través tanto de su historia evolutiva como del tiempo (Targulian y Goryachkin, 2004).

La interpretación del pasado climático o los patrones de vegetación a través de la morfología de los paleosuelos depende de dos conceptos: *zonalidad* (actualmente modificado por la USDA para como la humedad y temperatura del suelo) y *uniformitarismo*, es decir, que las propiedades particulares de los suelos corresponden a un ambiente particular y los suelos pasados y presentes son resultado de procesos similares (Valentine y Dalrymple, 1976). Scholtes *et al.*, (1951) señala que para realizar estas interpretaciones es necesario elegir suelos dependiendo de posición topográfica para que las extrapolaciones con procesos actuales sean confiables.

El paisaje y los suelos proporcionan evidencia del pasado ambiental, las características utilizadas para conocer el pasado climático son aquellas que no se pierden con facilidad. Su desarrollo se asocia con procesos de un ambiente característico, tales como sedimentología que incluye la presencia o ausencia de discontinuidades en la textura y mineralogía del material parental, topografía y sus efectos sobre la pedogénesis; los procesos pedogenéticos también derivan de procesos ambientales más activos como precipitación, temperatura y vegetación (Schaetzl y Anderson, 2005; Goldberg y Macphail, 2006; Rapp y Hill, 2006).

Es así como a través del análisis de los registros de la memoria del suelo se pueden distinguir cambios en el grado de humedad, temperatura y vegetación a escala regional y local, por ende son periodos asociados a una estabilidad de las superficies geomórficas (Schaetzl y Anderson, 2005; Retallack, 1999)

Estratigráficamente un paleosuelo puede ser usado para: 1) discriminar entre depósitos de diferentes edades, 2) correlacionar depósitos a través del paisaje y 3) proporcionar información sobre los hiatus de sedimentos litogénicos,

dependiendo del ambiente de depósito; la aplicación del estudio de los paleosuelos del Cuaternario ha permitido la reconstrucción topográfica de Midwestern en Estados Unidos y el loess de las planicies de China, Rusia y Europa donde los sedimentos que fueron depositados durante periodos de inestabilidad están intercalados con paleosuelos.

En México, los paleosuelos, de la misma forma que los sedimentos marinos y lacustres han sido considerados una herramienta para la reconstrucción ambiental (Sedov *et al.*, 2001). Sin embargo, la memoria de los paleosuelos del Altiplano Central registran cambios ambientales y climáticos que se presentaron a nivel regional sino también a escala meso y microregional por que pueden ser correlacionables con otros registros paleoclimáticos como los sedimentos lacustres.

ANTECEDENTES

II. REGISTRO E INTERPRETACIÓN DE LA VARIABILIDAD PALEOCLIMÁTICA DE LA CUENCA PUEBLA-TLAXCALA

La documentación y registro de las fluctuaciones paleoclimáticas tanto en su escala temporal como espacial son el resultado de un sin número de investigaciones multidisciplinarias con el objetivo común de reconstruir las condiciones ambientales del Cuaternario Tardío en el Centro de México. Estas se han llevado a cabo a partir de varios campos de estudio de la paleolimnología, paleopalinología, geomorfología, paleontología y paleopedología. Esta área además es influenciada por actividad volcánica al formar parte de la faja Volcánica Transmexicana, cuya actividad es continua, lo cual ha provocado cambios ambientales regionales a través del tiempo, dificultando con ello la reconstrucción de la historia climática del Centro de México.

2.1 ESTUDIOS PALEOECOLÓGICOS DE LA CUENCA PUEBLA-TLAXCALA

2.1.1 REGISTROS PALEOGLACIALES

Las fluctuaciones de los glaciares son un registro de los cambios climáticos en escala de tiempo centenaria a milenaria, a la latitud intertropical la formación de glaciares durante el Cuaternario Tardío estuvo limitada a montañas de más de 3800 msnm (Vázquez, 2005).

El registro glacial mexicano apoya un marcado enfriamiento en los trópicos americanos durante el Último Máximo Glacial (6-9°C). Incluye asimismo un avance probablemente vinculado con el episodio frío del Atlántico Norte conocido como *Younger Dryas* que ocurrió entre los 12-10 mil años A.P. (Vázquez, 2005). Los avances del Holoceno temprano y tardío son notablemente extensos y muestran un patrón regional diferente en comparación con sus correspondientes en Rocky Mountains y los Andes en Sur América (Heine, 1994).

En el volcán la Malinche (4461 m) se distinguen cuatro avances glaciares, que se pueden caracterizar por medio de morrenas, rocas estriadas y depósitos periglaciales así como por crioturbaciones. Los sedimentos de los diferentes avances de los glaciares están separados por brechas volcánicas, capas de cenizas y pómez, guijarros fluviales, depósitos eólicos semejantes al loess, lahares y diversos suelos fósiles (Heine, 1973;1994)

2.2.2 ESTUDIOS PALEOLIMNOLÓGICOS

El estudio de los registros paleoambientales de la zona oriental de la Faja Volcánica Transmexicana inician en la década de los 70's con el proyecto denominado "Puebla-Tlaxcala" llevado a cabo por la Fundación Alemana de la Investigación Científica. Ohngemach y Straka (1978) realizaron análisis palinológicos en secuencias de las localidades de Xalapazquillo, el cráter Tlaloc del volcán La Malinche, Acuitlapilco, Totolcingo y Zacatepec.

Sin embargo, la carencia de un control cronológico confiable, así como la falta de datos del Holoceno no permiten una correlación con otros registros lacustres en la región (Caballero *et al.*, 2001). En posteriores investigaciones en Alchichica, se estudiaron núcleos de sedimentos aplicando análisis de diatomeas y fechamientos por radiocarbono obteniendo una secuencia correspondiente a 2,300 años, los datos indican un lago salino y oligo-mesotrófico asociado a condiciones de menor precipitación (Caballero *et al.*, 2001; Rodríguez, 2002).

En el valle El Marrano, ubicado al noroeste del volcán La Malinche, se llevó a cabo un análisis polínico que se correlacionó con la cronología glacial y tefracronología documentando un cambio de vegetación anterior al avance glacial Mipulco I (12,000-10500 a. A. P.) y Mipulco II (8300-7300 a. A.P.), lo cual coincide con otros registros paleoecológicos del Centro de México sugiriendo

que la línea de bosque fluctúa en respuesta a cambios de temperatura y precipitación durante el Holoceno (Lozano y Vázquez, 2005).

En el lago de La Preciosa los análisis realizados indican un registro de los últimos 5,000 años, sus características sedimentarias no permiten registrar los cambios climáticos de baja intensidad por la homogeneidad del registro; sin embargo, las condiciones someras y de mayor salinidad de están relacionadas con un aumento en la aridez en la zona (Rodríguez, 2002).

Un registro más amplio en la región se localiza en San Juan Raya indicando una acumulación de sedimentos desde el Cuaternario tardío, los resultados revelan que esta zona, que actualmente soporta una vegetación xerófila, durante tres fases climáticas cambio sus características ambientales; en el último máximo glacial las condiciones fueron más frías y húmedas. Durante la última glaciación, aumentó la humedad y después de la deglaciación la tendencia húmeda continua; esta sucesión climática es una posible vía de explicación de la diversidad de vegetación árida-semiárida de la región (Canul, 2008).

Otras investigaciones que corresponden regionalmente con la Cuenca Puebla Tlaxcala son las realizadas en los lagos del sector centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Chalco, Texcoco y Tecocomulco), las cuales registran para el Último Máximo Glacial el desarrollo de comunidades boscosas abiertas asociadas a pastos y arbustos, la presencia de polen de plantas de climas fríos como *Picea* y *Podocarpus* se encuentran en las secuencias de polen de Chalco y Texcoco (Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega 1994; 1998; Caballero *et al.*, 2005).

Para el mismo periodo en la secuencia del lago de Chalco se halló polen de *Mimosa biuncifera* indicando baja precipitación que conjuntamente con el registro de niveles bajos de los cuerpos de agua en los lagos se determina una

disminución relevante de la precipitación durante el Último Máximo Glacial (Lozano y Ortega 1998).

Asimismo, la señal climática de este periodo se vio interrumpida por periodos cortos en las secuencias palinológicas (Lerma, Tecocomulco, Texoco, Pátzcuaro y Zacapú) evidenciando una reducción en la precipitación del área (Ortega *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2007; Caballero *et al.*, 1999; Lozano y Vázquez, 2005).

En el lago de Tecocomulco se localiza la secuencia lacustre más completa >42,000 a. A. P - 3,500 a. A. P. El análisis de esta secuencia permitió identificar periodos climáticos más fríos y húmedos (42,000 a. A. P) debido a la presencia de *Picea* y *Abies* intercalados con fases más cálidas (42,000 a. A. P. a 37,000), asimismo se registran fluctuaciones en los niveles del lago (31,000 a. A. P y 37,000 a. A. P.) separadas por periodos secos (30,000 a. A. P). Asimismo registra condiciones más secas que en la actualidad a los 25, 700 y los 15, 000 a. A. P. asociadas con una etapa de disminución extrema de la precipitación (16,000 a 15, 000 a. A. P.) (Caballero *et al.*, 1999)

Sin embargo, Bradbury (1982, 1997, 2000) sugiere que durante el Último Máximo Glacial predominaban ambientes con climas fríos y húmedos alternándose con climas más cálidos. Estas contradicciones se deben a que los registros paleoclimáticos están modificados por la larga historia de ocupación de la Cuenca; por lo que ha sido necesario complementar estos datos con estudios paleomagnéticos, geoquímicos y tefracronológicos (Lozano *et al.*, 1996, Lozano y Xelhuanzi 1997).

2.2.3 ESTUDIOS PALEOPEDOLÓGICOS

La estratigrafía climática reconstruida a partir del estudio de los paleosuelos se llevó a cabo en el área norte del estado de Tlaxcala, en la geoforma denominada “Bloque Tlaxcala”; la columna estratigráfica está conformada por tres unidades principales: Gris (UG), Parda (UP) y Roja (UR), las cuales cubren

un periodo a partir del Pleistoceno Medio hasta la actualidad. La unidad parda y roja constituyen un registro desde el Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno tardío. La primera unidad cubre el Pleistoceno Tardío hasta el Reciente (Sedov et al., 2009).

Las secciones estudiadas en el área se conforman de dos perfiles Barranca Tlalpan y Barranca Mamut, la primera es la sección más profunda constituida de nueve paleosuelos divididos por sedimentos tobáceos (areno-arcillosos finos y materiales volcánicos parcialmente endurecidos). La segunda sección Barranca Mamut presenta variaciones más completas de los paleosuelos del Pleistoceno Final-Holoceno.

2.1.3.1 UNIDAD GRIS

Está unidad incluye los paleosuelos TX1 y TX2, separados por un horizonte compactado Cx (tepetate). Ambos paleosuelos muestran horizontes Bt caracterizados por un color gris, estructuras subangulares bien desarrolladas en bloques y prismáticas, y abundantes características reductomórficas (en TX1, con concreciones duras y redondeadas de Fe-Mn, color negro). Los carbonatos son comunes en esta unidad, formando concreciones duras en los horizontes Bt de TX1, mientras que en partes más profundas, se observan principalmente formas vermiculares y de pseudomicelio (Sedov et al., 2009).

2.1.3.2 UNIDAD PARDA

Los paleosuelos TX3, TX4 y TX5 conforman la unidad parda, los perfiles presentan un buen desarrollo de los horizontes Bt, teniendo en su parte baja tepetates (Cx). Estos paleosuelos TX3, TX4 y TX5 fueron clasificados como Luvisoles háplicos dúricos y TX4a como Cambisol Léptico (Sedov et al., 2009).

2.1.3.3 UNIDAD ROJA

Los paleosuelos TX6 y TX7, constan de horizontes Bt bien desarrollados que subyacen a horizontes BC delgados, fuertemente afectados por procesos

pedogenéticos. Todos los horizontes Bt de la unidad roja presentan un color pardo-rojizo, que difiere de todos los paleosuelos sobreyacientes (Sedov 2006; Sedov *et al.*, 2005, 2007; Cabadas 2006). Estos paleosuelos fueron definidos como Luvisoles crómicos (Sedov *et al.*, 2009).

2.1.3.4 EDAD DE LOS PALEOSUELOS

La estratigrafía de los paleosuelos inicia con la presencia de numerosos artefactos prehispánicos, los cuales indican el Holoceno, con una edad máxima de 2500 años antes del presente. La edad de C¹⁴ para humus en el paleosuelo TX2 está cercana a los 38,160+/-5880 años antes del presente, lo que significa que el periodo de formación de TX1 cubre parte de la etapa isotópica de oxígeno 2 (OIS2) y la mayor parte del Holoceno. La edad obtenida por AMS en carbonatos contenidos en TX1 fue de 1,350 +/-35 años A.P. lo que indica que la iluviación de los mismos ocurrió en la última fase del desarrollo de TX1 (Sedov *et al.*, 2009).

En la actualidad, no existen datos instrumentales disponibles para determinar la edad de las unidades Parda; la temporalidad de la Unidad Roja se estableció mediante el fechamiento por K/Ar de una toba localizada en el límite inferior de la secuencia. La edad obtenida es 0.9 ± 0.3 Ma (Sedov *et al.*, 2009). Otros fechamientos por la misma técnica sobre escoria volcánica recuperada en el área de Tlaxco (1.35 ± 0.14 - 1.39 ± 0.21 Ma) que subyace directamente a la UR (Sedov *et al.*, 2009).

METODOLOGÍA

IV. METODOLOGÍA

En este estudio se identificaron y describieron la variabilidad de los suelos y paleosuelos en la topografía, así como su distribución en el paisaje, para lo cual se empleo la metodología que se describe en este apartado.

3.1 UBICACIÓN DE LAS SECCIONES TLALPAN C, LA CONCEPCIÓN C y HUEXOYUCAN

Las tres secciones paleopedológicas se ubican en diferentes puntos del relieve conformando un segmento que corre de una zona topográficamente más alta hasta el valle. Las secciones se distribuyen en tres localidades: Barranca Tlalpan C (cima), Barranca la Concepción (pendiente) y Barranca Huexoyucan (base de la pendiente) (FIGURA 1).

3.2 COMPILACIÓN DE LA INFORMACIÓN PREVIA

3.3 TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo comprendió las siguientes fases metodológicas:

Reconocimiento preliminar del área de estudio. Se realizaron recorridos de campo en las barrancas del Bloque Tlaxcala cuyos objetivos fueron: a) Identificar los elementos geomorfológicos presentes en el paisaje; b) observar las secuencias estratigráficas y la variabilidad espacial de las propiedades de los paleosuelos y c) con base en los procesos erosivos y de acumulación que caracterizan el área se interpretó la dinámica del paisaje.

Planeación del trabajo de campo. Fueron seleccionados tres sitios dependiendo de su ubicación geomorfológica (*Barranca Huexoyucan, La Concepción C y Tlalpan C*) para su estudio y muestreo, los cuales, se seleccionaron de acuerdo con diversos trabajos previos (Sedov et al., 2009)

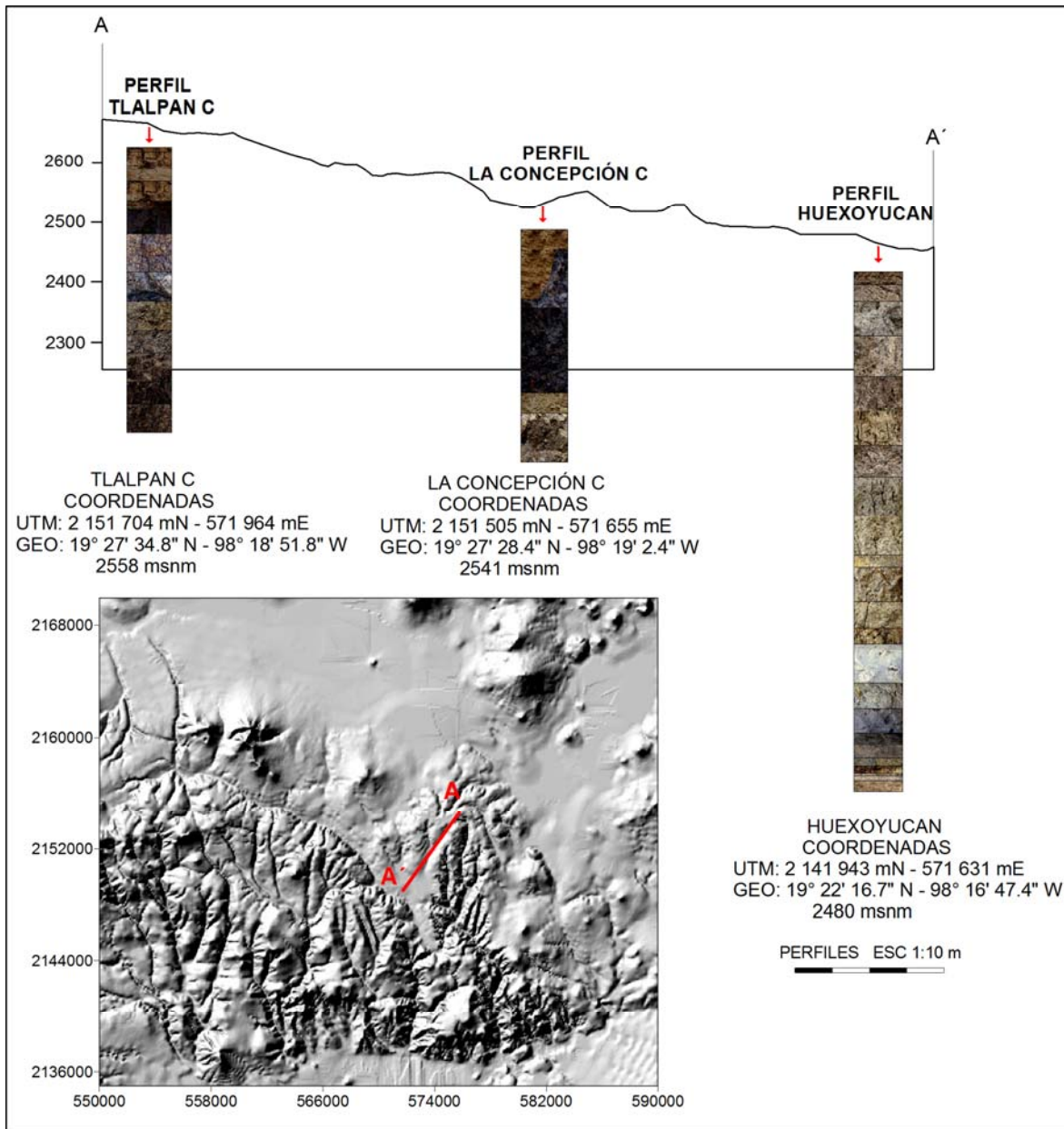


FIGURA 1. Distribución de los perfiles muestreados dependiendo de su posición en la topografía

Caracterización morfológica y clasificación de los paleosuelos. La descripción detallada en campo de las características morfológicas de cada uno de los perfiles se realizó con base en los criterios de la WRB (1998): huellas de raíces, horizontes diagnósticos, recubrimientos arcillosos y estructura del suelo. La clasificación se realizó a nivel de campo, para lo cual se hizo referencia a la World Reference Base for Soil Resources (WRB, 1998); en el caso de los

paleosuelos su clasificación fue sólo aproximada, debido a que los perfiles generalmente carecían de un horizonte A, por lo cual se realizó una comparación con los suelos modernos, morfológicamente análogos para ubicarlos en una Taxa.

Muestreo de suelos y paleosuelos. Se utilizaron los criterios establecidos por el Manual no. 18 del *United States Department of Agriculture* (USDA, 1993). Las muestras obtenidas fueron seleccionadas en tres categorías: a) Muestras para análisis de rutina y análisis selectos, para lo cual se colectaron 2 kg de cada horizonte; b) Muestras para fechamiento, para ello se obtuvieron 2 kg de muestra de horizontes ricos en materia orgánica; c) Muestras para análisis micromorfológico, para este análisis se obtuvieron bloques inalterados del suelo, orientados de acuerdo a suposición en el perfil, posteriormente es protegido con papel aluminio para evitar su disgregación y colocados en cajas protegiéndolos de movimientos bruscos durante su traslado.

3.4 ANÁLISIS EN LABORATORIO

3.4.1 ANÁLISIS MICROMORFOLÓGICOS

Procesamiento de la muestra. El bloque colectado en campo fue secado a temperatura ambiente, posteriormente se impregnó con resina epóxica con índice de refracción de 1.65 al vacío con una presión de 22 atmosferas durante 15 minutos, tiempo calculado para la impregnación completa del suelo.

El endurecimiento de la muestra tiene una duración de dos semanas a temperatura ambiente; ya en estado sólido se realizó el corte de secciones de prismas de 4.5 x 6.5 x 2.5 cm en una sierra circular de diamante. Posteriormente, se colocó la sección en el portaobjetos una vez que la superficie es pulida con una secuencia de lijas del número 80, 120, 22, 600 y 1000, asimismo se realizó un abrillantamiento en la pulidora Puhler Metacer

2000. Finalmente, sobre la cara expuesta se llevó a cabo un pulido manual con abrasivos 600 y 1000; continuando con el abrillantamiento manual con alúmina hasta que es colocado el cubreobjetos con resina epóxica

Análisis de la muestra. La descripción micromorfológica se realizó utilizando el microscopio petrográfico y siguiendo el esquema y terminología propuestos por Bullock et al., (1985), el cual considera cuatro grupos: 1) Componentes básicos. Son considerados de origen tanto mineral como orgánico, 2) Rasgos pedológicos. Se definen como unidades de suelo reconocibles por una diferencia del material adyacente por su concentración, 3) Matriz. Es el material grueso y fino que constituye la base del suelo y que no es parte de los rasgos pedológicos. 4) Fábrica del suelo. Se refiere a la organización del suelo que se expresa como un arreglo espacial de sus elementos, su formas, tamaño y abundancia, asimismo es considerada funcional y genético (Cabadas, 2007)

3.4.2 FECHAMIENTOS

La materia orgánica de los horizontes seleccionados fue fechada por AMS en los laboratorios Beta Analytic, (Miami, Florida USA).

3.4.3 ANÁLISIS FÍSICOS

Las muestras anterior a su tratamiento fueron secadas a temperatura ambiente, posteriormente fueron tamizadas permitiendo separar la fracción menor a 2 mm para utilizar el material tamizado en los análisis físicos y químicos.

3.4.3.1 COLOR

La determinación de color se llevó a cabo con base en los criterios establecidos por el WRB (1998) y de acuerdo a la Carta de Colores Munsell (1975), tanto en húmedo como en seco.

3.4.3.2 CUANTIFICACIÓN DE LAS FRACCIONES ARENA, LIMO Y ARCILLA

Procesamiento de la muestra. Destrucción de agentes cementantes. Los agentes cementantes como: materia orgánica y óxidos de hierro agregan las diversas partículas del suelo, por lo cual, su destrucción evita la incorrecta cuantificación; la materia orgánica fue eliminada con peróxido de hidrógeno al 10% y calentamiento de la muestra a baño maría durante varias horas. Los óxidos de hierro libre fueron extraídos con ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra y Jackson, 1960). La separación de las fracciones presentes en las muestras se realizó mediante empleo de los métodos propuestos por Schlichting y Blume (1966).

Análisis de la muestra. La cuantificación de los porcentajes de cada una de las fracciones se realizó dependiendo del peso inicial y el peso proporcional de cada fracción, posteriormente se graficaron para conocer su distribución en el perfil e identificar discontinuidades.

3.4.3.3 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Procesamiento de la muestra. Se llenaron cubos de 8 cm³ de cada tipo de horizonte para medir la susceptibilidad de baja frecuencia. La obtención de la susceptibilidad de baja frecuencia se empleó un susceptibilímetro Bartington modelo MS2, un sensor dual del tipo MS2B.

Análisis de la muestra. Los datos resultantes de las mediciones de la susceptibilidad se dividieron por la masa de la muestra; finalmente se graficaron para conocer la distribución de la susceptibilidad a lo largo del perfil y posteriormente se comparó con los valores de los trabajos de Ortega et al., (2004) Rivas et al., (2006) sobre la susceptibilidad de suelos.

3.4.4 ANÁLISIS QUÍMICOS

3.4.4.1 DETERMINACIÓN DEL CARBONO ORGÁNICO TOTAL

El porcentaje de carbono presente en los suelos se ve afectado por cambios en el clima y por diagénesis, sin embargo es un elemento importante para el estudio de paleosuelos, ya que ayuda a reconstruir los procesos y características morfogénicas de los paleosuelos.

Procesamiento de la muestra. El procedimiento y método *Lichterfelder* de análisis para determinar el porcentaje de carbono de las muestras fue propuesto por Schlichting y Blume (1966).

3.4.4.2 ISOTOPOS ESTABLES DE CARBONO EN LA MATERIA ORGÁNICA

La aplicación de la técnica se realizó en horizontes con un mayor contenido de materia orgánica y su cuantificación fue determinada en el laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM. Se tomaron los lineamientos de O`Learly (1988) para definir vegetación C3/C4 y para el centro de México los establecidos por Lounejeva (2006).

3.4.5 ANÁLISIS PALEOBOTÁNICOS

3.4.5.1 FITOLITOS

La identificación de los fitolitos se basó en el análisis óptico por microscopía y fueron cuantificados los fitolitos presentes en la fracción limo utilizando un conteo de 1000 granos. Para distinguir entre fitolitos y vidrio volcánico (ambos isotrópicos) se prepararon las muestras en inmersión con glicerina para observar la línea de Becke. Esta estimación fue con base al índice de refracción

de la glicerina (1.48) que es más alto que el de los fitolitos (1.47) y más bajo que el mínimo asignado para el vidrio volcánico (1.49) (Sedov et al., 2003).

3.4.5.2 POLEN

La extracción y análisis polínico se llevo a cabo en el laboratorio de palinología del Instituto de Geología de la UNAM. La determinación de los palinomorfos (polen, esporas, algas) se realizó en un microscopio Olympus BX50 en donde se identificaron mediante un reconociendo el número y tipo de aberturas, ornamentación, tamaño y forma del grano de polen, así como las estructuras de otros palinomorfos.

3.4.5.3 DIATOMEAS

Las especies se identificaron por géneros ya establecidos en loa manuales elaborados por Gasse (1980), Kramer et al., (1991) y Patrick et al., (1966).

ÁREA DE ESTUDIO

IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este apartado se caracteriza el área de investigación con base en su ambiente físico, la distribución de los suelos y paleosuelos, geología, estratigrafía y geomorfología.

4.1 LOCALIZACIÓN

Las secciones estudiadas (Tlalpan C, La Concepción C y Huexoyucan) se ubican en el Bloque Tlaxcala que forma parte de la cuenca Puebla-Tlaxcala, la cual esta ubicada en la parte centro-oeste de la FVTM, (FIGURA 2), el Bloque Tlaxcala es producto de la tectónica local que se presento durante el Mioceno (Mooser et al., 1976).

4.2 GEOLOGÍA

La geología del Bloque Tlaxcala (FIGURA 3) no se conoce formalmente pero en general se han identificado depósitos lacustres del Mioceno, sobre los que se localizan depósitos también lacustres del Plioceno-Pleistoceno, y finalmente, depósitos volcánicos (basaltos andesíticos) del Cuaternario cubiertos por aluviones del mismo periodo (Vilaclara et al., 2005; Erffa et al., 1976).

La tectónica regional está constituida las fallas Tlaxcala, Zacatelco, Huejotzingo y Tepeaca que se localizan, las dos primeras al centro y sur del estado de Tlaxcala, respectivamente; mientras que las otras dos en el estado de Puebla. Las cuatro fallas son de tipo normal y están orientadas en dirección Este-Oeste, en la traza de la falla Tlaxcala se reconocen dos tramos escalonados paralelos con rumbo Oeste-Este, unidos por un segmento de rumbo N 50° E con una extensión de 15 km y un salto de 300 metros (Mooser et al., 1976; Aeppli et al., 1975).

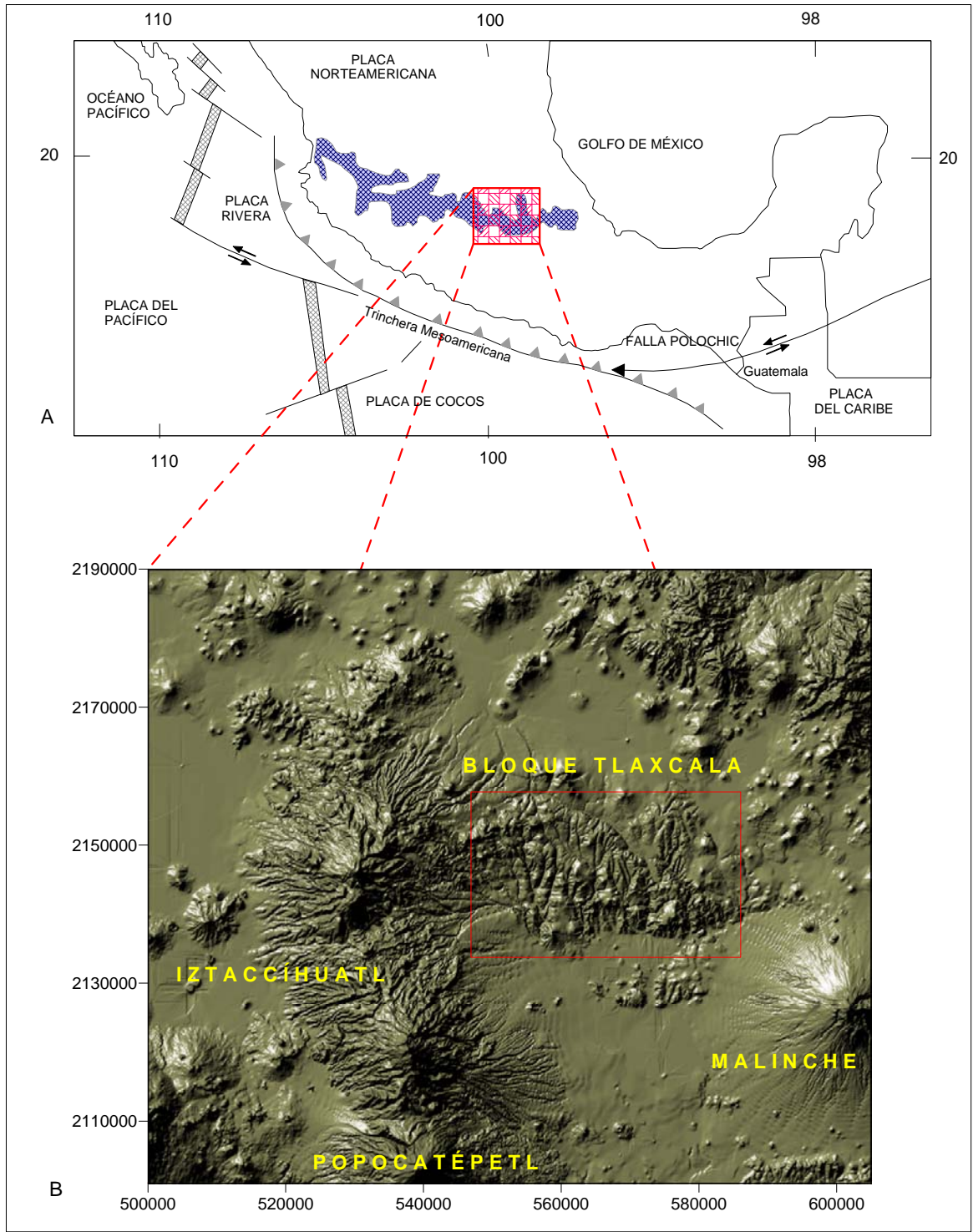


FIGURA 2 A. Características tectónicas de México y la ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (modificado de Siebe y Macías, 2004), B. Localización del Bloque Tlaxcala.

La parte central está formada por la cuenca Alta de Puebla (2000-2500 m.s.n.m.), está cubierta por sedimentos de los ríos Atoyac y Nexapa, así como sus tributarios. Algunas colinas se observan en el plano aluvial. Hacia el Este del valle se ubican las faldas del Volcán La Malinche y el valle de Puebla que delimitan el Bloque Tlaxcala (2500 a 2800 m.s.n.m).

La Sierra Nevada está situada hacia el Oeste, formada por una cadena de cuatro volcanes orientada de sur a norte. En el sur el estratovolcán activo Popocatepetl se eleva hasta los 5450 m.s.n.m. En el Paso de Cortés (3600 m.s.n.m) las cuestas del volcán Popocatepetl se combinan gradualmente con las cuestas meridionales del volcán terciario Iztaccíhuatl (5280 m.s.n.m.). Hacia el Norte se observa los volcanes cuaternarios Telapón y Tláloc (Mooser *et al.*, 1996; Aeppli *et al.*, 1975).

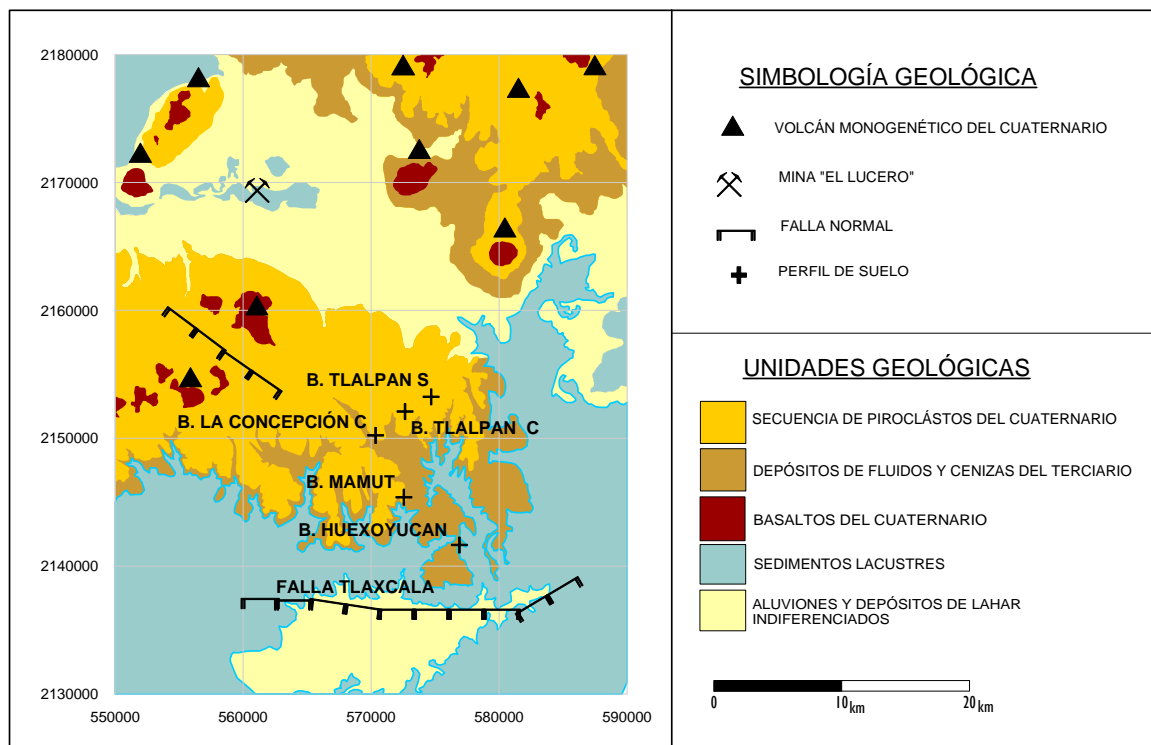


FIGURA 3. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Siebe y Castro, 2007; Vilaclara et al., 2005; Erffa et al., 1976.

La topografía del área está determinada por plegamientos que se orientan predominantemente en dirección E-O (Mooser, 1975; Mooser *et al.*, 1996), dando origen a depresiones, fallas y dislocaciones que en la actualidad están generando sismos de magnitud moderada y pequeña como son las Fallas Tlaxcala, Zacatelco, Huejotzingo y Tepeaca que se localizan, las dos primeras al centro y sur del estado de Tlaxcala, respectivamente; mientras que las otras dos en el estado de Puebla. Las cuatro fallas son de tipo normal y están orientadas en dirección E-O (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006).

4.3 GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología se caracteriza por plegamientos que se orientan predominantemente en dirección E-O, debido a fallas y dislocaciones, estos plegamientos forman una serie de barrancas producto de la descarga de agua por valles estrechos que forman una incisión eliminando el terraplen anterior conservando su vestigio solamente en los cortes de las corrientes (Lermo-Samaniego y Bernal-Esquia, 2006).

4.4 AMBIENTE FÍSICO

Las condiciones ambientales en el área de estudio corresponden a un clima templado sub-húmedo. La temperatura media anual es de 13°C con una precipitación anual de 838 mm (García 1988). La vegetación se conforma por un Bosque de encino con especies: *Pinus oaxacana*, *Quercus crassipes*, *Quercus castanea*, *Quercus dentralis*, *Quercus obtuse* y *Arbustus glandosa*, en áreas menos perturbadas (Klink *et al.*, 1973). Los suelos de la región están caracterizados por Litosoles, Regosoles, Cambisoles, Xerosoles, Luvisoles, Andosoles y Antroposoles (Werner 1976).

RESULTADOS

RESULTADOS

La presentación de los resultados se presentan en cuatro bloques, el primero hace referencia a las propiedades morfológicas (descripciones de la morfología en campo y la síntesis de las características micromorfológicas observadas en las secciones delgadas).

La segunda sección muestra las características físicas (granulometría y susceptibilidad magnética), el tercero a las propiedades químicas (carbono orgánico total e isótopos estables de carbono) y por último a los análisis paleobotánicos (polen, diatomeas y fitólitos). Un último apartado de fechamientos se presenta al final de este capítulo.

5.1 PROPIEDADES MORFOLÓGICAS

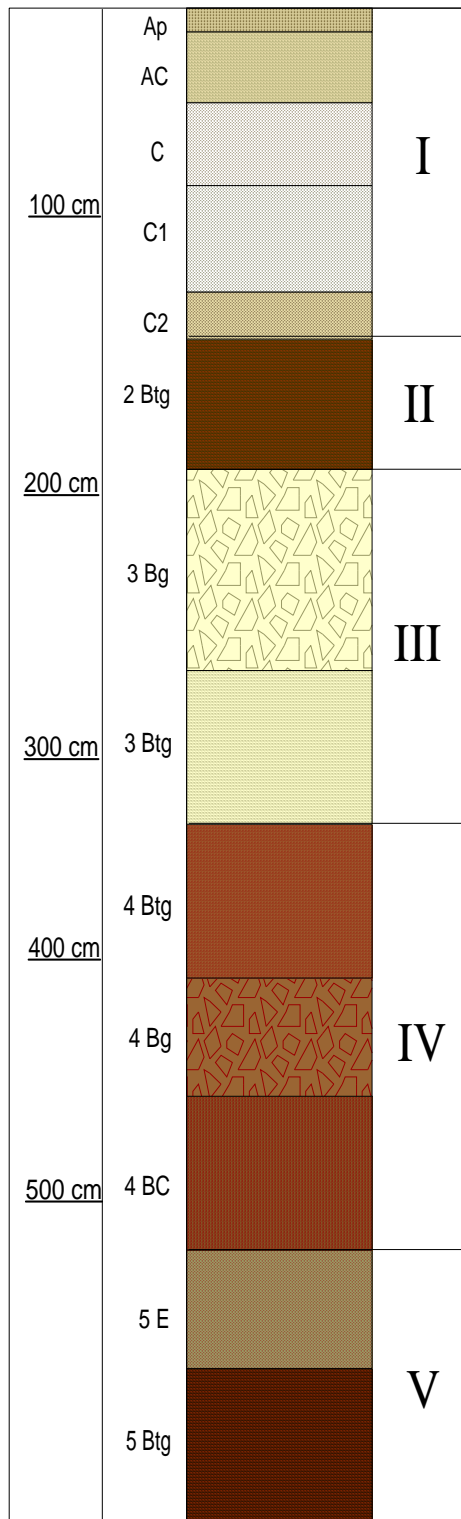
5.1.1 DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA EN CAMPO

A) PERFIL TLALPAN C

El perfil Tlalpan C (**FIGURA 4**) se localiza en las coordenadas geográficas 19° 27' 34.8" N - 98° 18' 51.8" W, 2558 msnm (UTM: 2 151 704 mN - 571 964 mE). En este perfil se describieron y analizaron cinco paleosuelos, así como el suelo moderno, cada uno de los paleosuelos fue numerado consecutivamente.

El suelo moderno (I) presenta modificaciones antrópicas para el cultivo (**FIGURA 12**), sus horizontes Ap/AC/C/C₁/C₂ conforman un suelo que contiene abundantes artefactos entre los cuales se reconocieron fragmentos de lítica y cerámica.

Es un suelo poco desarrollado, con estructura en bloques subangulares, textura areno-limosa y compacta. Su límite con el paleosuelo inferior es abrupto; el



horizonte C₂, tiene una textura limosa, con raíces en todas direcciones y concreciones de hierro.

El primer paleosuelo (II) está caracterizado por presentar una estructura bien desarrollada en bloques subangulares, rasgos reductomórficos como: concreciones de hierro y manganeso.

El paleosuelo III, es clasificado como un Gleysol, el cual es fácilmente reconocible en el perfil por un cambio en la coloración (gris claro) que evidencia un decremento en la acumulación de humus y contenido de arcilla.

Los rasgos reductomórficos son abundantes variando en forma y tamaño, se muestran como nódulos, moteados y recubrimientos. Un rasgo característico de este suelo es la ubicación de krotovinas de 30 cm de diámetro en la base del horizonte 3Bg.

El siguiente paleosuelo (IV) de esta unidad está conformado por los horizontes 4Btg/4BC, el horizonte 4Btg muestra un máximo de acumulación de arcilla en comparación con el paleosuelo superior ya que los recubrimientos de arcilla son de mayor espesor y recubren tanto las superficies de los agregados como los bioporos.

FIGURA 4. Perfil Talpan C

El horizonte 4BC tiene una textura limo-arenosa con estructura columnar, muestra bioporos sin una dirección preferencial y su matriz es muy compacta.

Los horizontes del último paleosuelo V del perfil muestran una configuración 5E/5Btg, el horizonte 5E es de textura limosa, presenta pocos recubrimientos de arcilla y humus mientras que el horizonte 5Btg es más arcilloso se caracteriza por mostrar cutanes de estrés, acumulación de materia orgánica y seudomiscelios en todas direcciones.

Finalmente, es posible observar generalidades en la descripción morfológica del perfil Tlalpan C (FIGURA 5), las cuales pueden resumirse como:

1. El suelo moderno (I) tiene poco desarrollo edáfico; se reconoce material aluvial, muestra poca estructura, acumulación de humus oscuro e iluviación de arcilla. El horizonte C₂, con textura limo-arenosa, presenta más rasgos gléicos, así como estructura y porosidad biogénica que los horizontes superiores.
2. El paleosuelo II tiene un mayor desarrollo que los dos suelos anteriores, presenta mayor gleyzación, acumulación de humus oscuro, estructura y porosidad biogénica, así como iluviación de arcilla y humus.
3. El paleosuelo III conformado por los horizontes 3Bg y 3Btg presentan un grado de gleyzación mayor, sin embargo la acumulación de humus oscuro, así como la estructura y porosidad biogénica es menor.
4. El paleosuelo IV con mayor desarrollo que el paleosuelo III; muestra acumulación de humus oscuro, la estructura y porosidad biogénica son mayores.
5. El último paleosuelo V es morfológicamente similar al paleosuelo II.

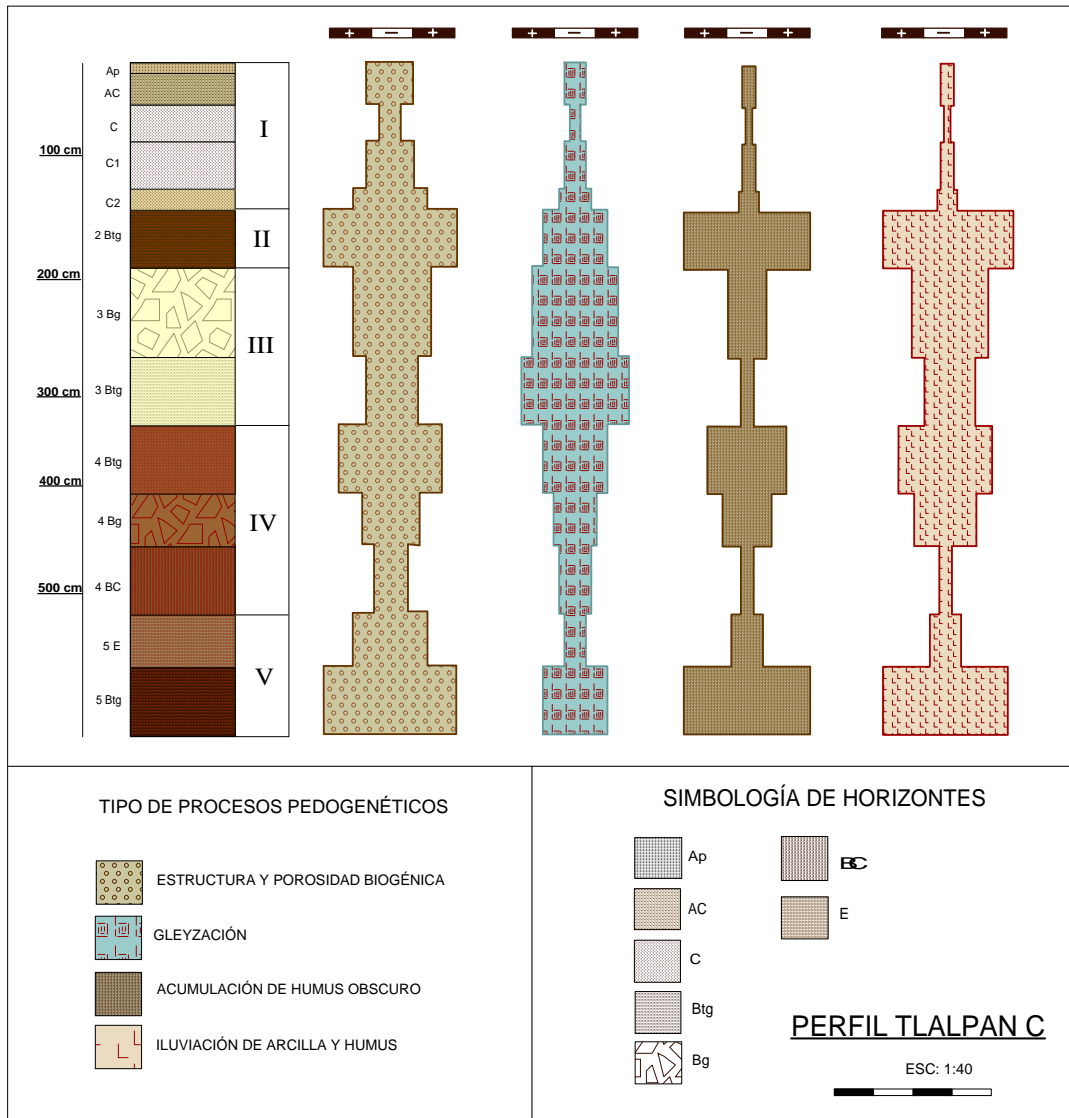


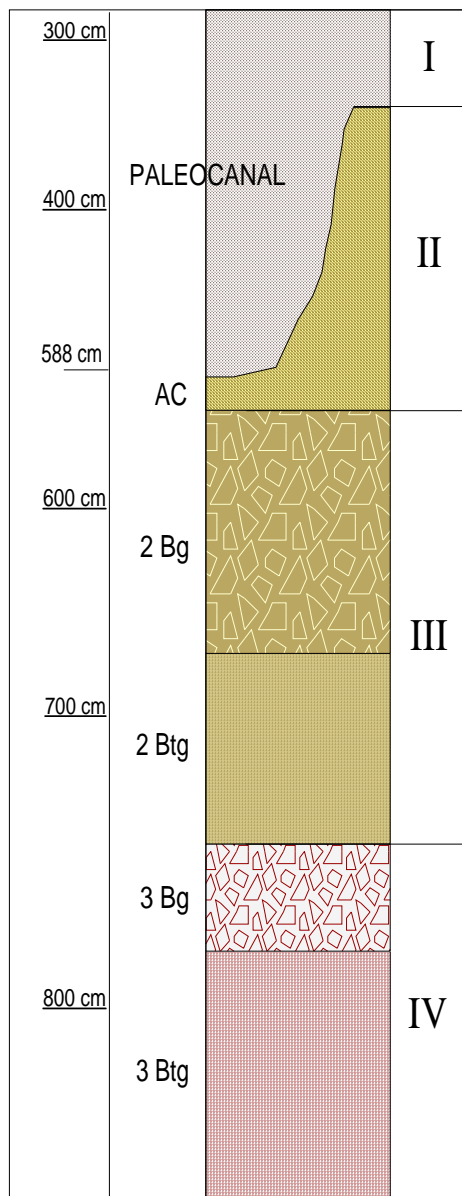
FIGURA 5. Calificación de los procesos pedogénicos a partir de la morfología de cada horizonte del perfil Talpan C

B) PERFIL LA CONCEPCIÓN C

El perfil La Concepción C (FIGURA 6) se localiza en las coordenadas geográficas 19° 27' 28.4" N - 98° 19' 2.4" W, 2541 msnm (UTM: 2 151 505 mN - 571 655 mE). En este perfil se describieron y analizaron dos paleosuelos, así como los sedimentos de un paleocanal que corta en la parte superior el perfil, cada uno de los paleosuelos fue numerado consecutivamente (FIGURA 14).

El paleocanal está conformado por edafosedimentos (I) que segmentan un suelo (II) que muestra un horizonte AC, el cual se caracteriza por fuertes rasgos gléicos, así como acumulación de materia orgánica y arcilla pero poca porosidad biogénica.

El primer paleosuelo (III) está formado por los horizontes 2Bg/2Btg, en 2Bg la estructura es en bloques angulares, con revestimientos arcillosos de color oscuro en las superficie de los agregados, la matriz es muy friable.



El horizonte 2Btg tiene una estructura columnar, se incrementa la cantidad de arcilla en la matriz, los revestimientos de arcilla tienen un mayor espesor e incluso se observan en bioporos.

El último paleosuelo (IV) descrito en campo está conformado por los horizontes 3Bg/3Btg, asimismo es clasificado por su morfología como un Gleysol; el horizonte 3Bg está caracterizado principalmente por sus recubrimientos de materia orgánica y óxidos de hierro en la superficie de los agregados, así como la coloración gris clara de su matriz.

El horizonte 3Btg presenta una textura arcillo-limososa, su estructura es en bloques angulares, en la superficie de los agregados se observan revestimientos arcillosos y manchones dendríticos, la principal característica morfológica que distingue este horizonte en

FIGURA 6. Perfil La Concepción C

campo son las krotovinas de aproximadamente 50 cm de diámetro.

Los procesos edafogénicos imprimen los rasgos que morfológicamente observamos en el perfil La Concepción C y que se muestran en la FIGURA 7, los cuales pueden resumirse como:

1. El paleocanal tiene poco desarrollo edáfico; está constituido principalmente por un aluvión (I) que presenta laminaciones de diferentes texturas, sin embargo en el contacto con el horizonte AC (II) se observa un incremento tanto en la acumulación de humus oscuro como los niveles de gleyzación.
2. En el primer paleosuelo (III) conformado por los horizontes 2Bg/2Btg, se muestra un incremento en la acumulación de humus oscuro, estructura y porosidad biogénica e iluviación de arcilla y humus, mientras que la gleyzación es menor en comparación con el horizonte inferior.
3. El paleosuelo IV (Gleysol), constituido por los horizontes 3Bg/3Btg, tiene poco desarrollo, su grado de gleyzación es el mayor de todo el perfil. Con la profundidad aumenta la cantidad de arcilla pero disminuye la acumulación de humus oscuro, la porosidad y la actividad biogénica.

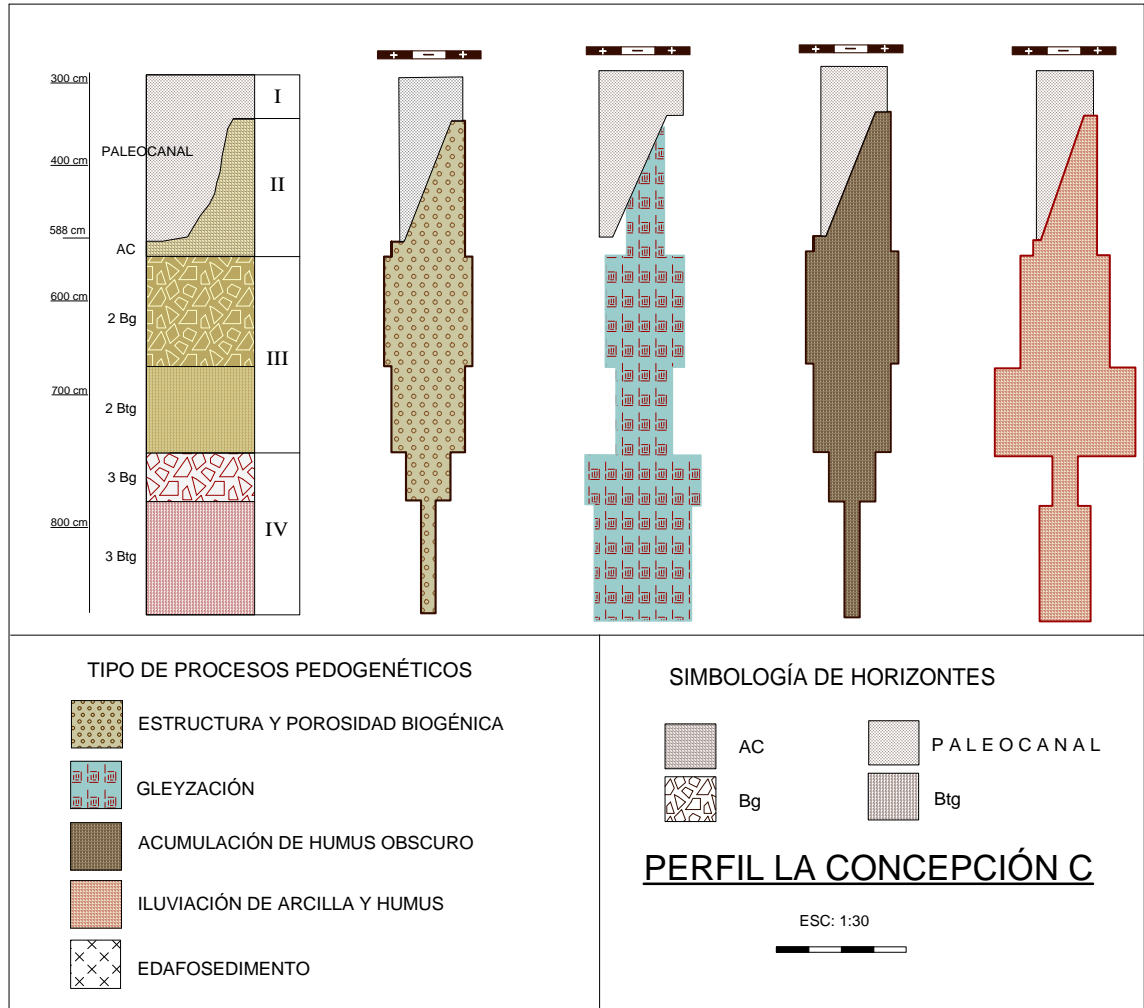
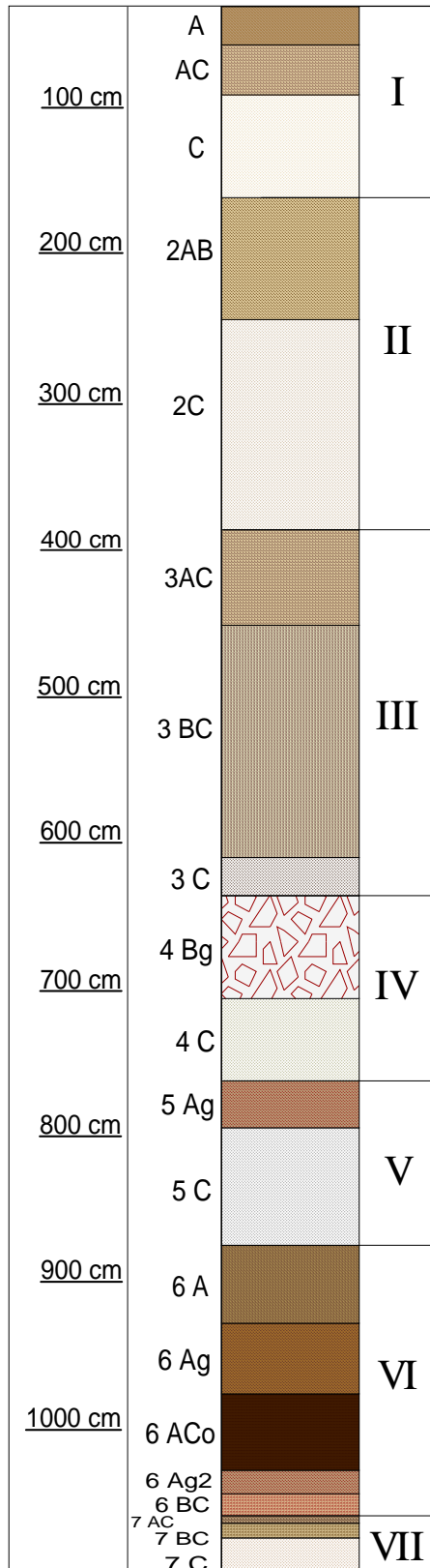


FIGURA 7. Cualificación de los procesos pedogenéticos a partir de la morfología de cada horizonte del perfil La Concepción C.

C) PERFIL HUEXOYUCAN

El perfil Huexoyucan se localiza en las coordenadas geográficas 19° 22' 16.7" N - 98° 16' 47.4" W, 2480 msnm (UTM: 2 141 943 mN - 575 631 mE). En este perfil se describieron y analizaron ocho paleosuelos, así como el suelo moderno, cada uno de los paleosuelos fue numerado y su descripción detallada se muestra en la FIGURA 8.

El suelo moderno (I) está conformado por los horizontes A/AC/C, es un suelo poco desarrollado, con textura areno-limosa, sin estructura y muchas raíces



producto de la alteración antrópica del lugar, la cual también se evidencia por los artefactos observados.

El primer paleosuelo (II) está formado por los horizontes 2AB/2C, es un suelo muy profundo, más desarrollado y más compacto que el superior. El horizonte 2AB se caracteriza por una textura limo-arcillosa, estructura en bloques subangulares, y canales biogénicos se observan dentro de los agregados. Los recubrimientos oscuros localizados en la superficie de los agregados disminuyen gradualmente con la profundidad. El horizonte 2C es duro y compacto, sin estructura y su textura es limo-arenosa.

Los horizontes 3AC/3BC/3C conforman el siguiente paleosuelo (III) que se caracteriza por un aumento en la cantidad de materia orgánica y una estructura más desarrollada, asimismo aumentan los rasgos de iluviación de arcilla que se observan como halos amarillentos rodeando los bioporos y concreciones ferrígenas.

El paleosuelo IV, formado por los horizontes 4Bg/4C es más desarrollado que el suelo superior, 4Bg es un horizonte donde los rasgos reductomórficos son abundantes: moteados, nódulos, recubrimiento pardo verdoso

FIGURA 8. Perfil Huexoyucan

posiblemente de arcilla muy discontinua; el siguiente horizonte no tiene estructura y la fracción arena predomina.

El paleosuelo V, es muy desarrollado, los rasgos reductomórficos predominan, con alta acumulación de humus y arcilla en la matriz, así como en la superficie de los agregados, por procesos de iluviación; el horizonte 5C no muestra ningún rasgo de edafogénesis, su textura es limosa con densidad aparente baja.

En la base del perfil se documentaron dos paleosuelos: VI y VII, el primero es de color pardo grisáceo, con estructura en bloques angulares y subangulares, con menor cantidad de arcilla; 6Ag es un horizonte de acumulación de humus mientras que el horizonte 6ACo es un horizonte de acumulación de arcilla, humus y material orgánico poco alterado. El último paleosuelo tiene una configuración 7AC/7C, el horizonte 7AC presenta mayor contenido de humus y arcilla que el horizonte 7C con coloraciones mas pardas y mayor cantidad de la fracción limo y arena.

Las características generales de los procesos edafogénicos del perfil se muestran en la FIGURA 9 y pueden resumirse en los siguientes puntos:

1. El suelo moderno (I) del perfil Huexoyucan tiene poco desarrollo, con su estructura y porosidad biogénica disminuyen conforme aumenta la profundidad.
2. Los paleosuelos II y III se caracterizan por la acumulación de humus obscuro, iluviación de arcilla con humus en los bioporos. La estructura, la porosidad biogénica y la iluviación de arcilla aumentan en el paleosuelo III. El paleosuelo II es menos desarrollado que el III. Este último presenta un incremento en cada uno de los procesos.

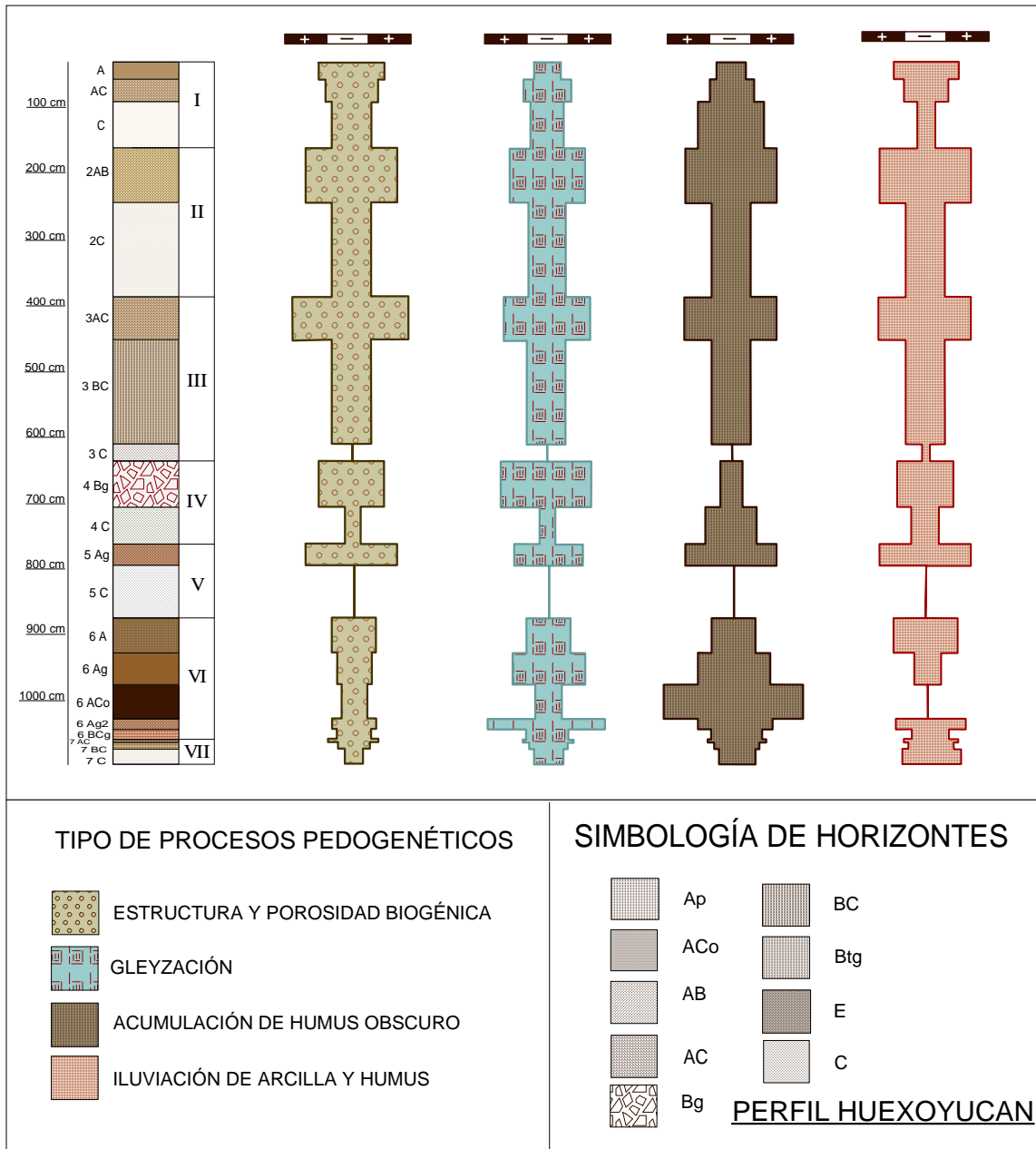


FIGURA 9. Cualificación de los procesos pedogenéticos a partir de la morfología de cada horizonte del perfil Huexoyucan

3. Los horizontes 4Bg/4C conforman un paleosuelo IV que es caracterizado por los fuertes rasgos gléycos que se observan, así como por la iluviación de arcilla y humus en los bioporos; aunque la estructura y porosidad biogénica es mínima, la acumulación de humus oscuro se incrementa.

4. El paleosuelo V tiene estructura y porosidad biogénica, gleyzación e iluviación de arcilla y humus más uniformes.
5. El paleosuelo VI se caracteriza por presentar un máximo de acumulación arcilla, así como rasgos gléycos.
6. El último paleosuelo VII se distingue por los rasgos gléycos que conforman una serie de laminaciones de óxidos de hierro que siguen las geoformas.

5.2.2 PROPIEDADES MICROMORFOLÓGICAS

A) TLALPAN C

Los rasgos micromorfológicos observados en las secciones delgadas se esquematizan en la FIGURA 11 cuya descripción se presenta a continuación:

1. En el suelo moderno (I) se observan tejidos vegetales frescos, fragmentos de rocas y una microestructura laminar (FIGURA 10B). Se observan acumulaciones de material orgánico descompuesto (FIGURA 10A), concreciones de hierro (FIGURA 10C) e intemperismo de minerales (FIGURA 10E). Finalmente las modificaciones por actividad antrópica en el lugar se evidencia por la gran cantidad de pápulas y fragmentos de suelo compactado y fisurado (FIGURA 10D).
2. El primer paleosuelo (II) se caracteriza por una microestructura más compacta y con mayor contenido de materia orgánica (FIGURA 10H); en contacto con el suelo moderno se observan laminaciones, las concreciones de hierro se observan redondeadas y revestidas de arcilla con un límite abrupto con la matriz (FIGURA 10I). La intemperización de los minerales es más frecuente e incluso se observan incorporados a la matriz, los revestimientos de arcilla se observan limpios con un enriquecimiento en hierro (FIGURA 10F), la matriz presenta fisuras, fragmentos de tejido vegetal descompuesto (FIGURA 10H), así como fragmentos de roca (FIGURA 10G).

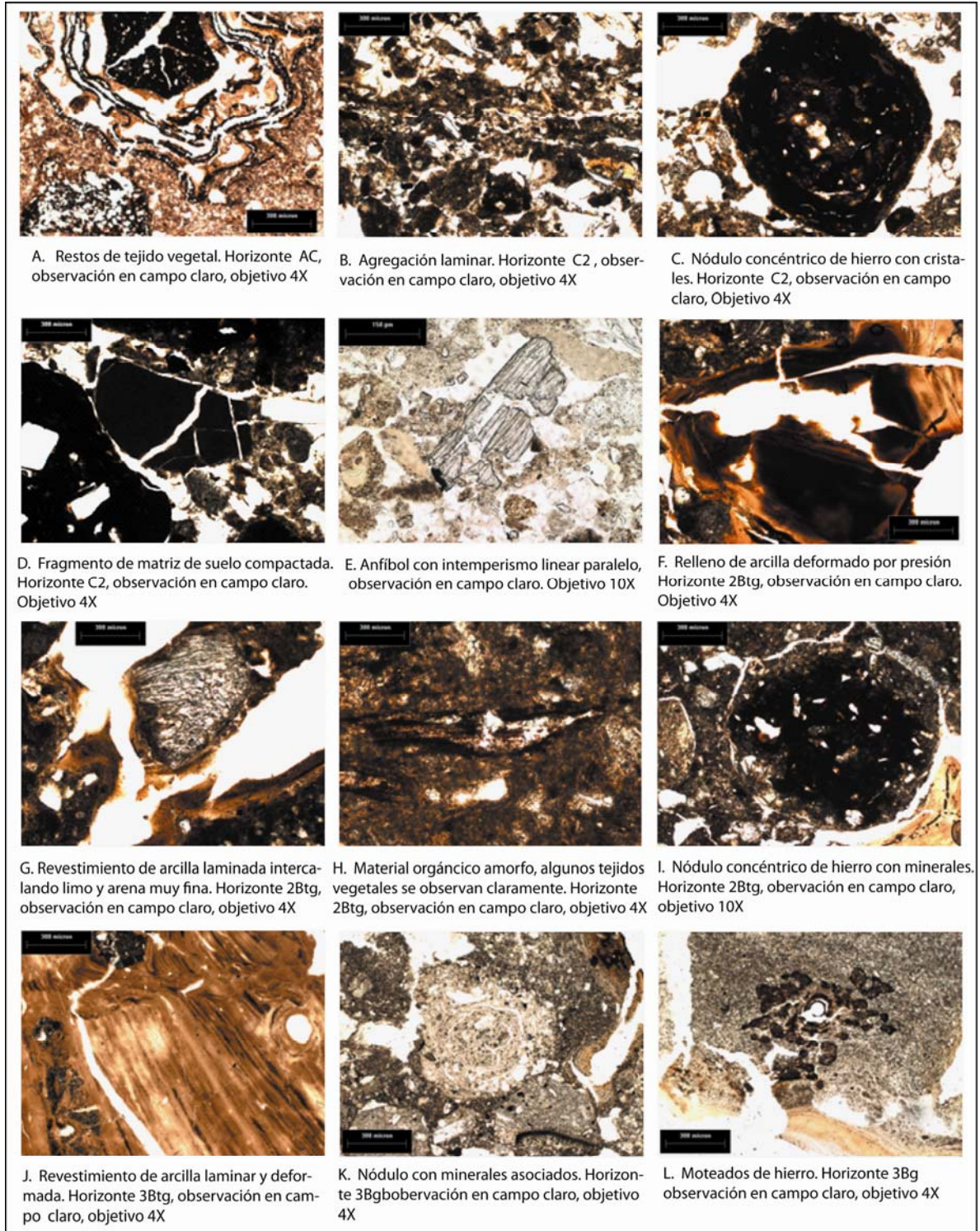


FIGURA 10. Propiedades micromorfológicas del perfil Tlalpan C

3. El paleosuelo III se caracteriza por una estructura más compacta, la matriz presenta un color pardo-claro, los rasgos de gleyzación son más frecuentes desde concreciones ferrígenas (FIGURA 10K) hasta moteados de hierro en la matriz, los cutanes de arcilla se observan asociados a bioporos y fisuras en la matriz. Particularmente, el horizonte 3Btg muestra revestimientos entre los bloques angulares que conforman la matriz (FIGURA 10J) que bajo luz polarizada presenta fuerte birrefringencia; la fracción mineral no presentan fuertes rasgos de intemperismo (FIGURA 10L)

4. El paleosuelo IV muestra revestimientos de arcilla en los canales y en la superficie de los microagregados que conforman una microestructura en bloques angulares, el color de la matriz es pardo-oscuro, con una alta porosidad formada por pequeños canales. La fracción mineral fuertemente intemperizada. Los minerales (piroxenos y anfíboles) presentan una pérdida de más del 50% del material original.

5. El último paleosuelo IV presenta una disminución de los rasgos de intemperismo en los minerales primarios, a pesar de la presencia de horizontes de iluviación de arcilla, con abundantes cutanes de estrés. Parte de la arcilla iluvial, se encuentra deformada e incorporada parcialmente a la matriz.

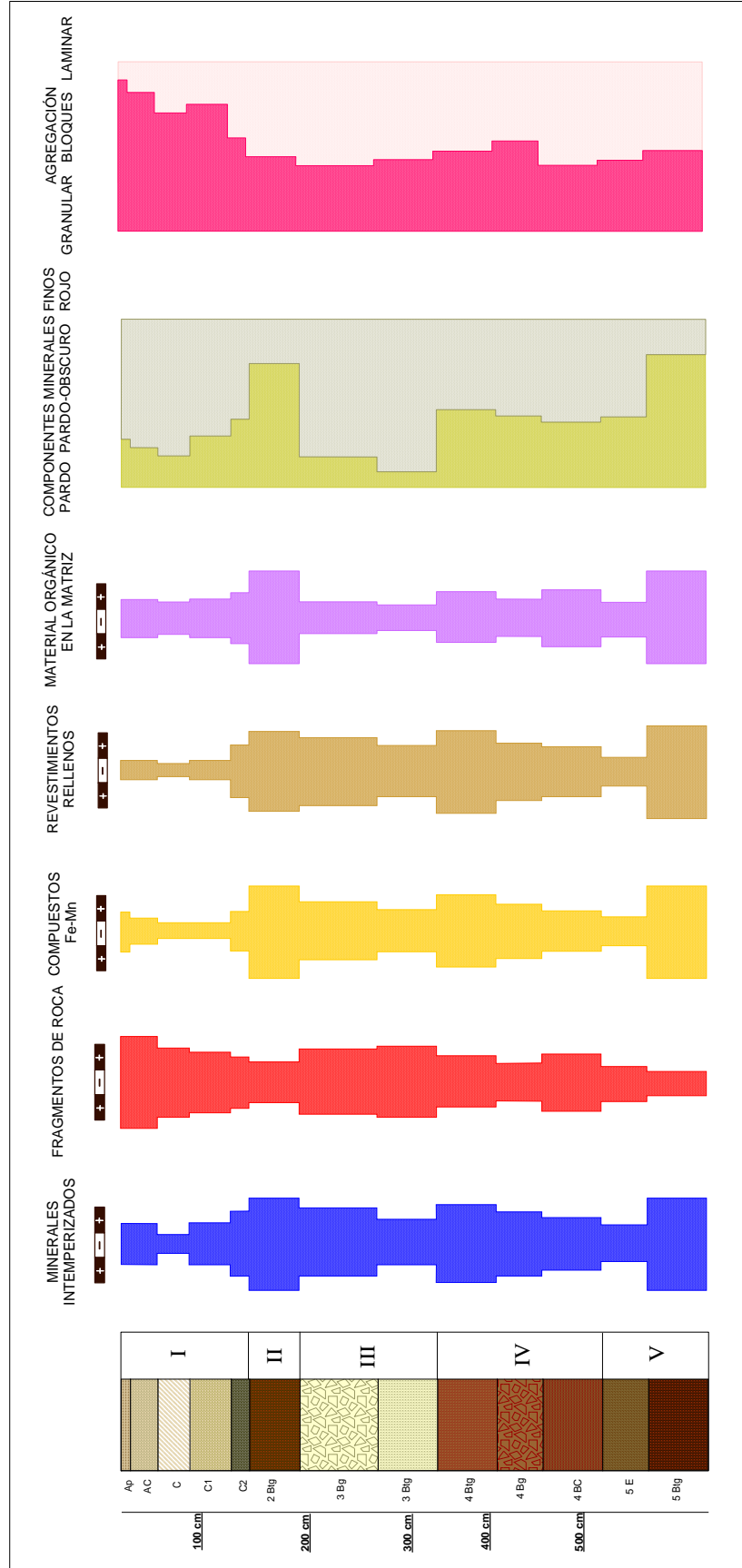


FIGURA 11. Esquema de propiedades micromorfológicas del perfil Tlalpan C

LA CONCEPCIÓN C

Las propiedades micromorfológicas de los suelos y paleosuelos de este perfil se muestran en la FIGURA 13 y se describen a continuación:

1. Suelo moderno (I). El suelo moderno está conformado por dos horizontes; el primero es un sedimento que en su sección delgada muestra numerosas laminaciones así como revestimientos de arcilla en la superficie de los agregados y bioporos; en el horizonte ABt se observan revestimientos de arcilla laminados intercalando material limoso y de arena fina (FIGURA 12B), con minerales incorporados en los cutanes (FIGURA 12C). Los fragmentos de roca han sido revestidos por arcilla y materia orgánica; la microestructura se presenta en cavidades.
2. En el primer paleosuelo (II) se observan mayores rasgos de intemperismo en los minerales (FIGURA 12D), en el horizonte 2Btg se presenta una diatomea de la especie *Pinnularia* (FIGURA 12E), los cutanes de arcilla son más gruesos y tienen mayor cantidad de laminaciones en comparación con el horizonte 2Bg (FIGURA 12F), también se observan deformados y con materia orgánica. La microestructura es en bloques subangulares, existen fragmentos de roca intemperizadas y parte de ellos están sustituidas con arcilla (29L). Los tejidos vegetales se muestran descompuestos en su totalidad pero conservando su forma (FIGURA 12J).

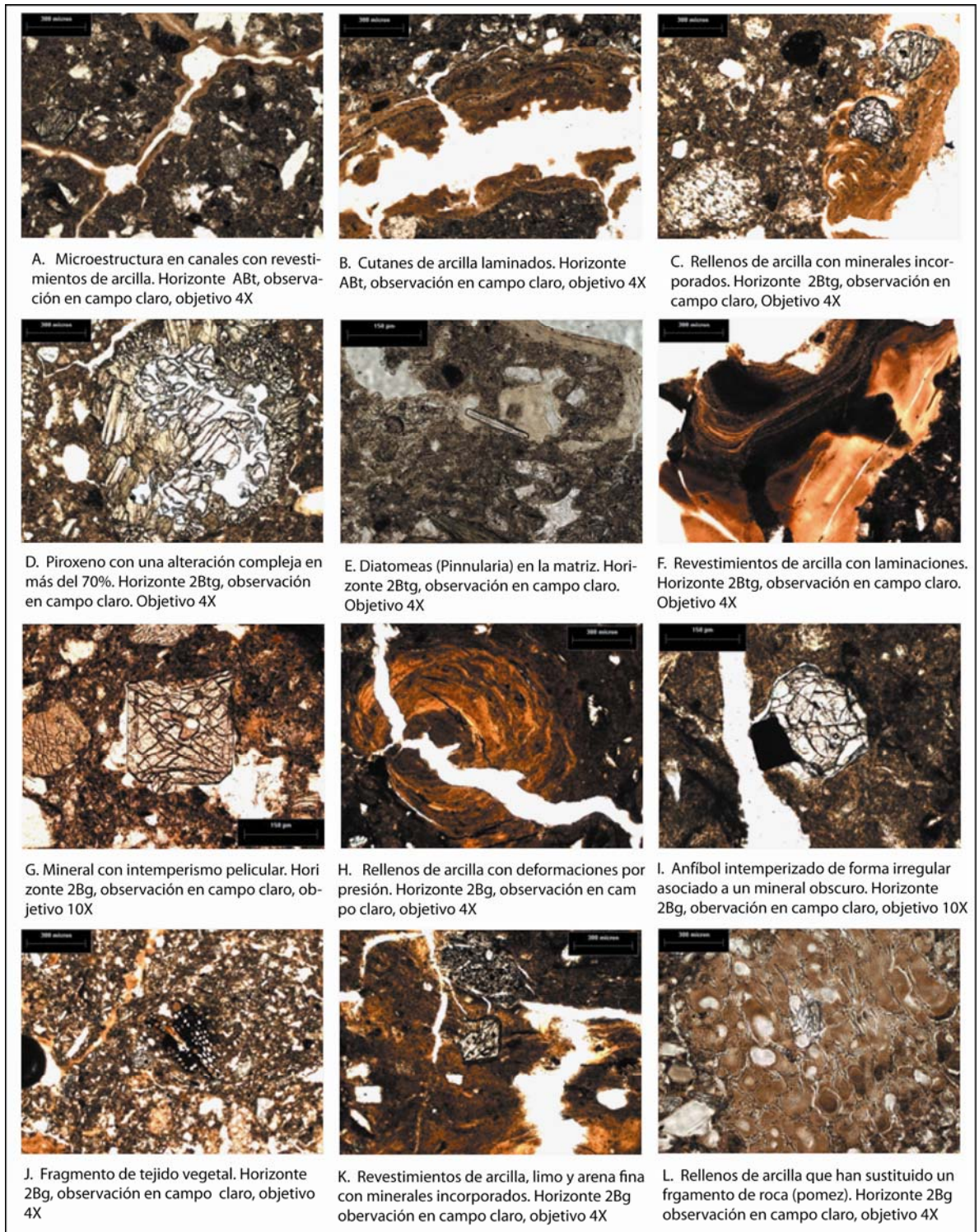


FIGURA 12. Propiedades micromorfológicas del perfil La Concepción C

3. El último paleosuelo (III), clasificado como un Gleysol, presenta en su contacto con el paleosuelo superior (II) cutanes de arcilla mezclada con materiales como limo y materia orgánica (FIGURA 12H), los minerales se observan con menor grado de intemperismo (FIGURA 12G), el color de la matriz es pardo claro en la parte superior y su microestructura es muy compacta entre la cual se observan minerales oscuros y anfíboles (FIGURA 12I), los cuales también se presentan adheridos a los cutanes (FIGURA 12K)

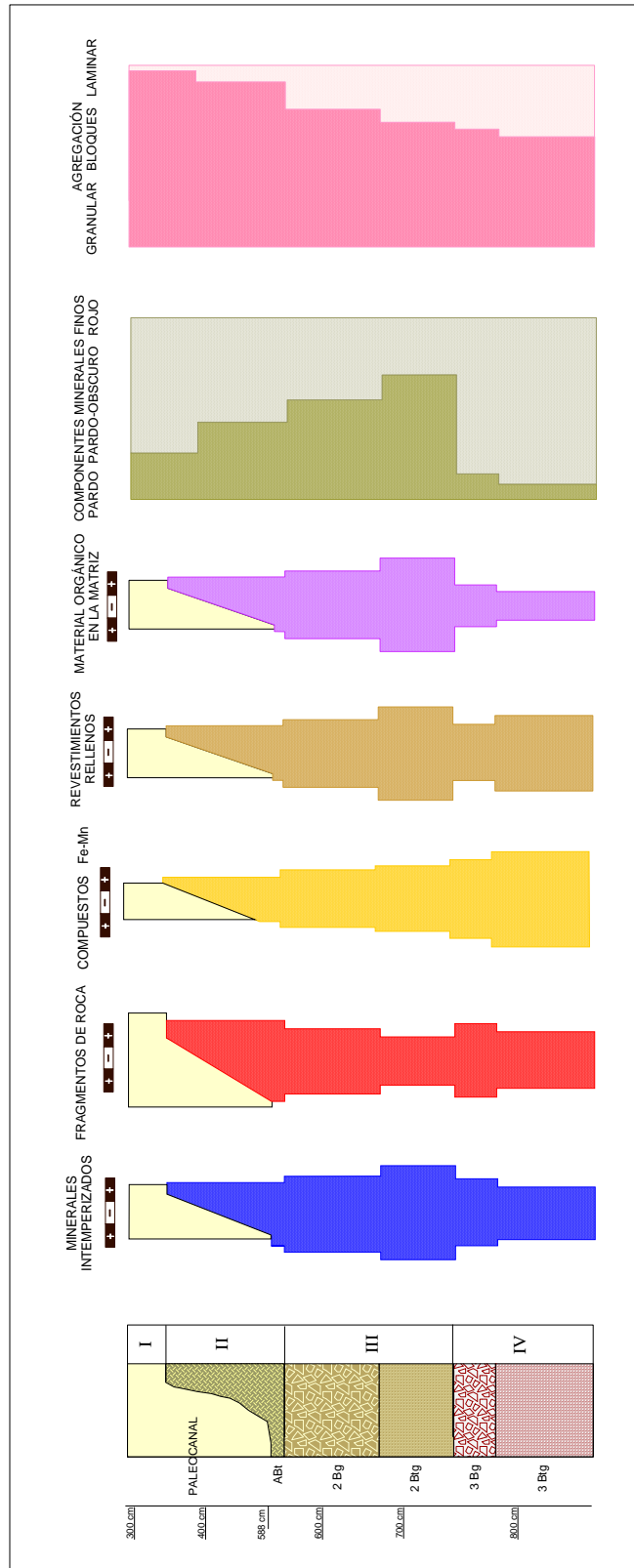


FIGURA 13. Esquema resumen de las propiedades micromorfológicas de los horizontes del perfil La Concepción C

B) PERFIL HUEXOYUCAN

Las propiedades micromorfológicas de los suelos y paleosuelos que conforman en el perfil Huexoyucan se resumen en la FIGURA 16 y se describen como sigue:

1. El suelo moderno (I) se caracteriza por una alta cantidad de pápulas, los tejidos vegetales (FIGURA 14B) se observan en sus primeras fases de descomposición, se observan laminaciones y algunas concreciones de hierro; así como fragmentos de roca redondeados (FIGURA 14C) y minerales con poca alteración (FIGURA 14A).
2. El primer paleosuelo (II) presenta una estructura más compacta, se observan revestimientos de arcilla y tejido orgánico parcialmente descompuesto pero que aún conserva su estructura celular (FIGURA 14D), los minerales muestran revestimientos de arcilla y materia orgánica en sus límites (FIGURA 14H), con un grado de alteración del 60% (FIGURA 14G); los rellenos y revestimientos de arcilla están limpios y laminados. En los límites de los fragmentos de roca se observan pequeñas áreas en donde la arcilla se acumula, y con moteados en la matriz. En el límite con el paleosuelo inferior se presentan diatomeas de la especie *Cymbella* (FIGURA 14F) y recubrimientos de goethita sobre los cutanes de arcilla que recubren los bioporos (FIGURA 14E)

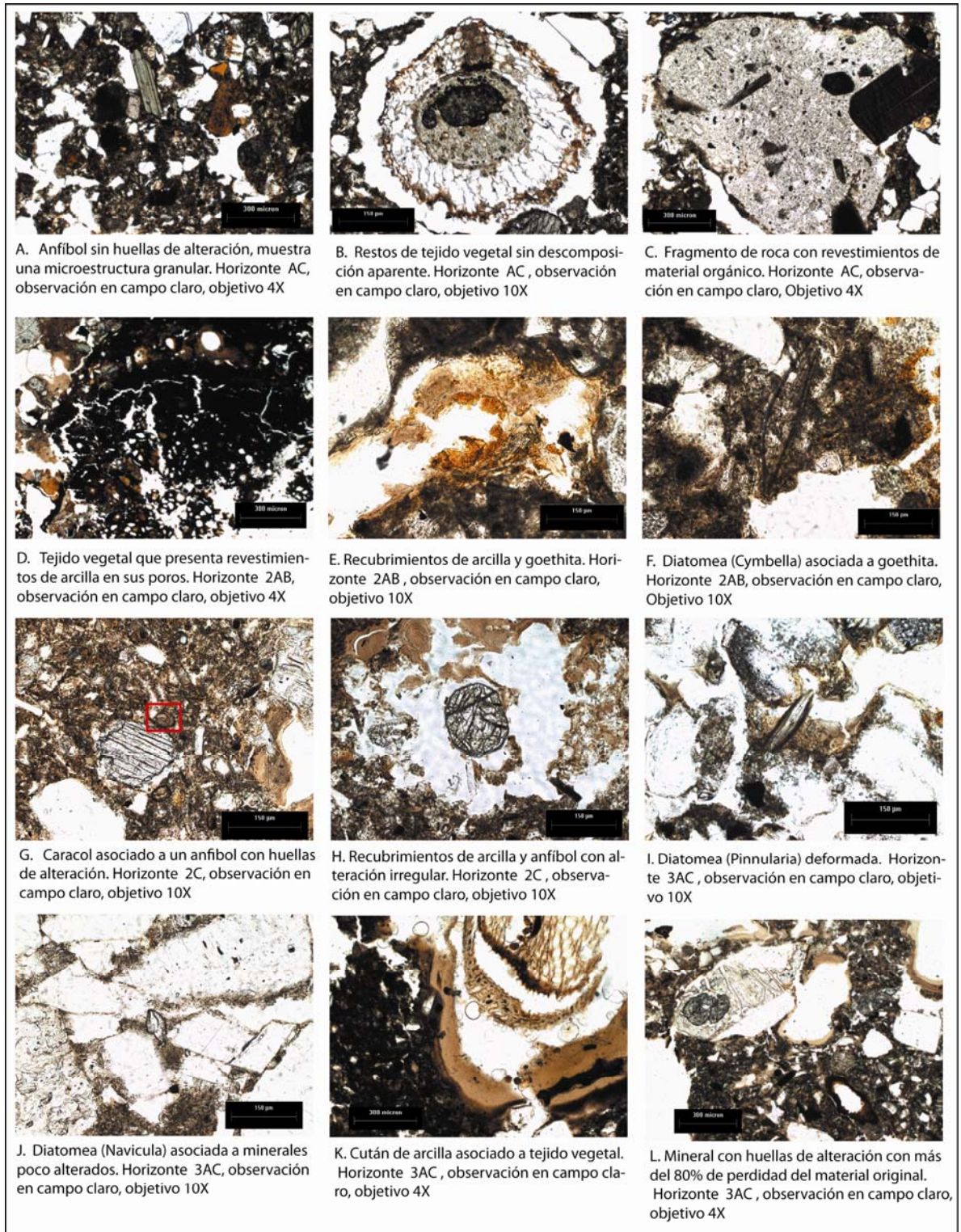


FIGURA 14. Propiedades micromorfológicas del perfil Huexoyucan

3. El siguiente paleosuelo (III) los tejidos vegetales se encuentran parcialmente descompuestos (FIGURA 14K), algunos tejidos aún conservan los excretales de la actividad biológica; también se observan pápulas y diatomeas deformadas de la especie *Pinnularia* (FIGURA 14I) y *Navicula* (FIGURA 14J). Los minerales primarios aumentan su grado de intemperismo (FIGURA 14L), aunque algunos se observan frescos como el vidrio volcánico. En el horizonte 3AC de este paleosuelo la cantidad de materia orgánica aumenta; asimismo los cutanes se observan laminados (FIGURA 15A) y los bioporos están rellenos de arcilla; en el horizonte 3C se muestra una estructura más compacta, laminar y fisurada, entre las fisuras se tienen rellenos de materiales poco intemperizados (FIGURA 15D)

4. En el paleosuelo (IV), se observa una microestructura en bloques subangulares, el intemperismo de los minerales se muestra en un 45%, también se muestran cámaras biogénicas con materiales del tamaño de la arena fina y gruesa que contrastan con la textura de la matriz. La característica principal de este paleosuelo es la presencia de goethita asociada a bioporos (FIGURA 15E), esta asociación en ocasiones se muestra con minerales opacos, posiblemente manganeso (FIGURA 15F). En el horizonte 4Bg se observan revestimientos de hierro y arcilla deformados, los tejidos vegetales se muestran muy fragmentados pero con fuerte birrefringencia bajo luz polarizada, lo cual evidencia su parcial descomposición.

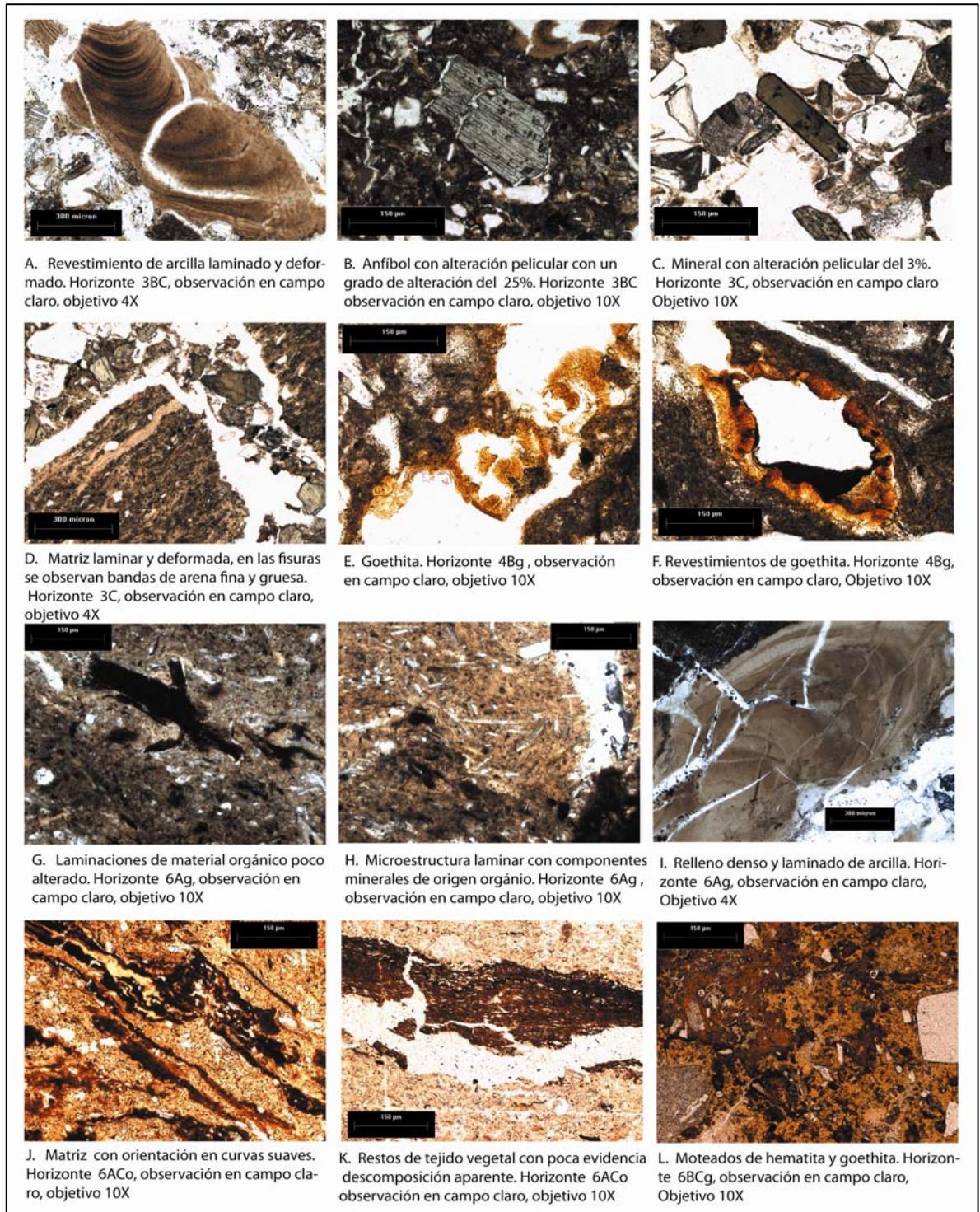


FIGURA 15. Propiedades micromorfológicas del perfil HUexoyucan

5. El paleosuelo (VI) es rico en materia orgánica que está incorporada a la matriz y fragmentada (FIGURA 15G), así mismo se observan acumulaciones de espículas de esponja, diatomeas y fitolitos, las cuales están incorporadas en la matriz (FIGURA 15H), la estructura es en bloques angulares con cavidades. Se tienen moteados de material orgánico amorfo en un 80%, y fragmentos de roca redondeados de menor tamaño que en los paleosuelos superiores. Los rellenos de arcilla son densos y completos mostrando fracturas (FIGURA 15I).

En el horizonte orgánico 6ACo hay un aumento de materia orgánica, con una microestructura en líneas onduladas y suavizadas (FIGURA 15J) que ocasionalmente están rellenas de arcilla rojiza o materia orgánica amorfa, también se tienen diatomeas de la especie *Eunotia* y *Pinnularia* deformadas e incorporadas a la matriz.

En la base de los horizontes orgánicos la microestructura laminar también se presenta; los fragmentos de roca están revestidos con materiales de hierro y minerales oscuros, como el manganeso. Con la profundidad, la cantidad de materia orgánica disminuye, ya que las coloraciones de la matriz son pardo claro, los minerales están poco intemperizados.

En el horizonte 6BC la coloración de la matriz es rojiza, con moteados de material de hierro tanto goethita como hematita (FIGURA 15L), nuevamente se incrementa el intemperismo de los minerales y fragmentos de roca. En los últimos horizontes de este paleosuelo hay un aumento en la cantidad de materia orgánica, evidenciada por la coloración parda oscura de la matriz; los rellenos de arcilla son densos completos y laminados, los cuales están deformados; la matriz del suelo esta constituida en un 40% de minerales del tamaño de la arena fina.

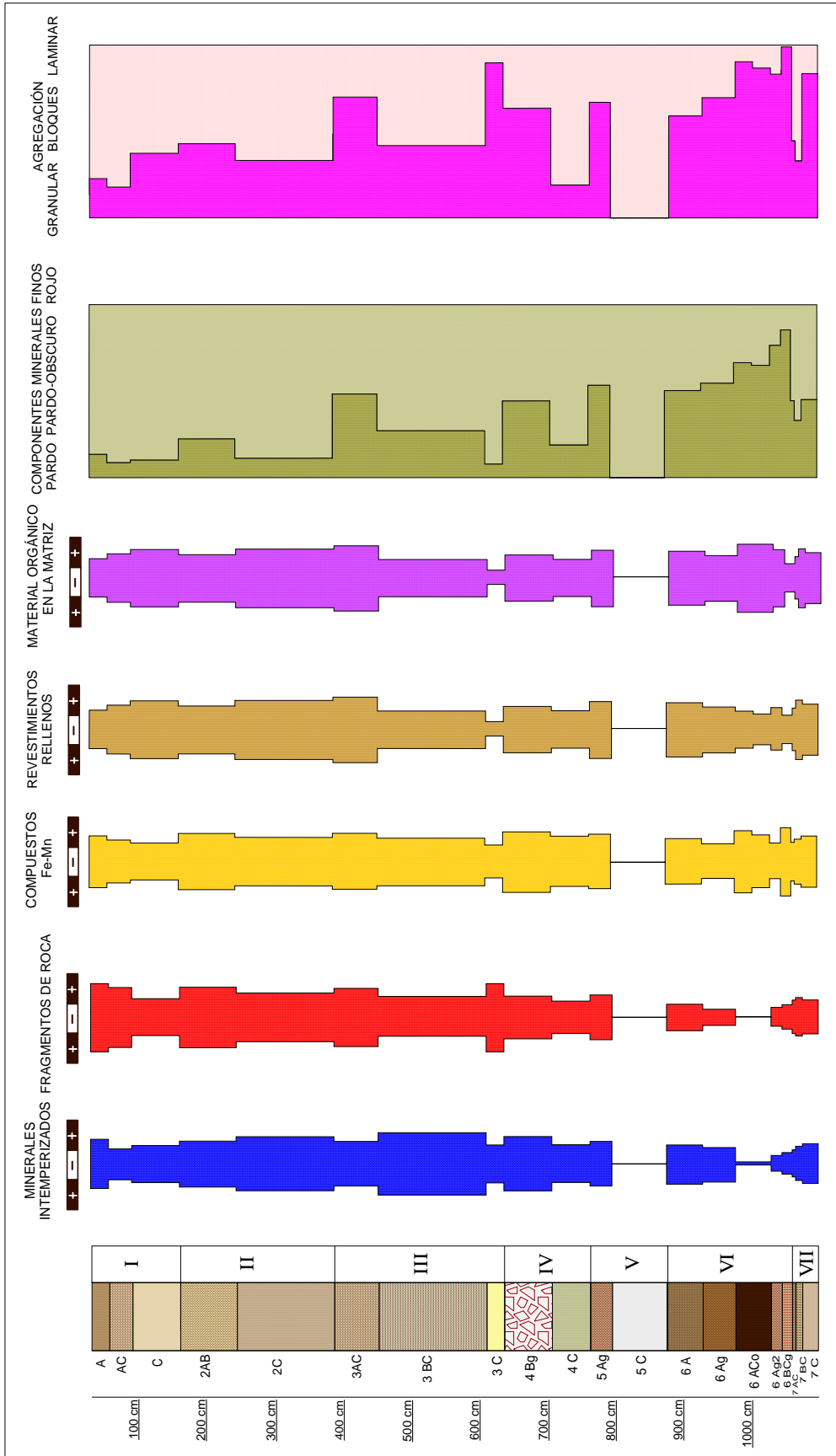


FIGURA 16. Esquema resumen de las propiedades micromorfológicas de los horizontes del perfil Huexoyucan

5.2 FECHAMIENTOS Y CORRELACIÓN EDAFOESTRATIGRÁFICA

Las secciones de Tlalpan C, La Concepción C y Huexoyucan presentan diferentes unidades de paleosuelos, las cuales fueron correlacionadas con estudios previos en las secciones Tlalpan S y Barranca Mamut para conocer el comportamiento de cada una de las unidades con respecto a su posición en el relieve.

En el perfil Tlalpan C no se realizaron fechamientos por lo cual su relación con las otras secciones es por la similitud entre las propiedades morfológicas, físicas, y químicas analizadas en cada paleosuelo. Las unidades edafoestratigráficas están conformadas por paleosuelos cuyas edades no son calibradas y se reportan en años antes del presente (a. A. P.)

Las unidades establecidas en estudios anteriores se denominaron como: Unidad TX1 con edades de $9,750 \pm 50$ a $9,260 \pm 50$, la unidad TX1a muestra edades de $24,690 \pm 2550$, TX1b con edad de $26,525 \pm 945$. Finalmente la unidad TX2 con edades de $38,160 \pm 5588$ y $46,320 \pm 870$. En la FIGURA 26 se muestra cada una de las unidades relacionadas con cada perfil.

En el perfil Tlalpan C cada una de las unidades, que cubren el Cuaternario Tardío en el Bloque Tlaxcala, están representadas, la unidad TX1 está conformado por un solo horizonte 3Btg, la siguiente unidad TX1a posee los horizontes 4Bg/4Btg, TX1b se forma por los horizontes 5Bg/5Btg/5BC; finalmente, TX2 presenta los horizontes 6E/6Btg.

La correlación dependiendo de las propiedades morfológicas, químicas y físicas varían, ya que como se mencionó en capítulos anteriores la ubicación en la topografía del perfil condiciona los procesos pedogenéticos que imprimen los rasgos observables; sin embargo, los fechamientos nos han permitido hacer esta correlación (FIGURA 17):

1. El suelo moderno ubicado en las áreas altas es clasificado como un Cambisol móllico-cálcico (Sedov et al., 2009); a menores altitudes como en Barranca Mamut, se conforma por un estrato aluvial y dos horizontes Ah sepultados (Sedov et al., 2009). En el perfil Tlalpan C está representado por un coluvión, formado por horizontes C y AC característicos de un Fluvisol (WRB, 2009). En el perfil La Concepción C, el suelo moderno fue erosionado por lo cual sólo se encuentra un sedimento aluvial en un paleocanal; finalmente, en el área aluvial el suelo moderno es un Fluvisol (WRB, 2009).

2. La segunda unidad TX1 se constituye en cada uno de los perfiles, por Luvisoles con propiedades estagnicas, solamente en el perfil Huexoyucan está representado por dos Fluvisoles (WRB, 2009).

3. La unidad TX1a se presenta a partir del área coluvial (ladera) hasta la aluvial (valle). En cada una de las zonas, esta unidad está representada por un Gleysol (WRB, 2009) que es fácilmente reconocible en campo por su coloración pardo-clara.

4. TX1b es un Luvisol estagnico (WRB, 2009) tanto en el área de transición como en el valle. La última unidad TX2 también es un Luvisol estagnico (WRB, 2009) en el área de mayor altitud así como en la de transición, mientras que en el valle es un Fluvisol hístico (WRB, 2009).

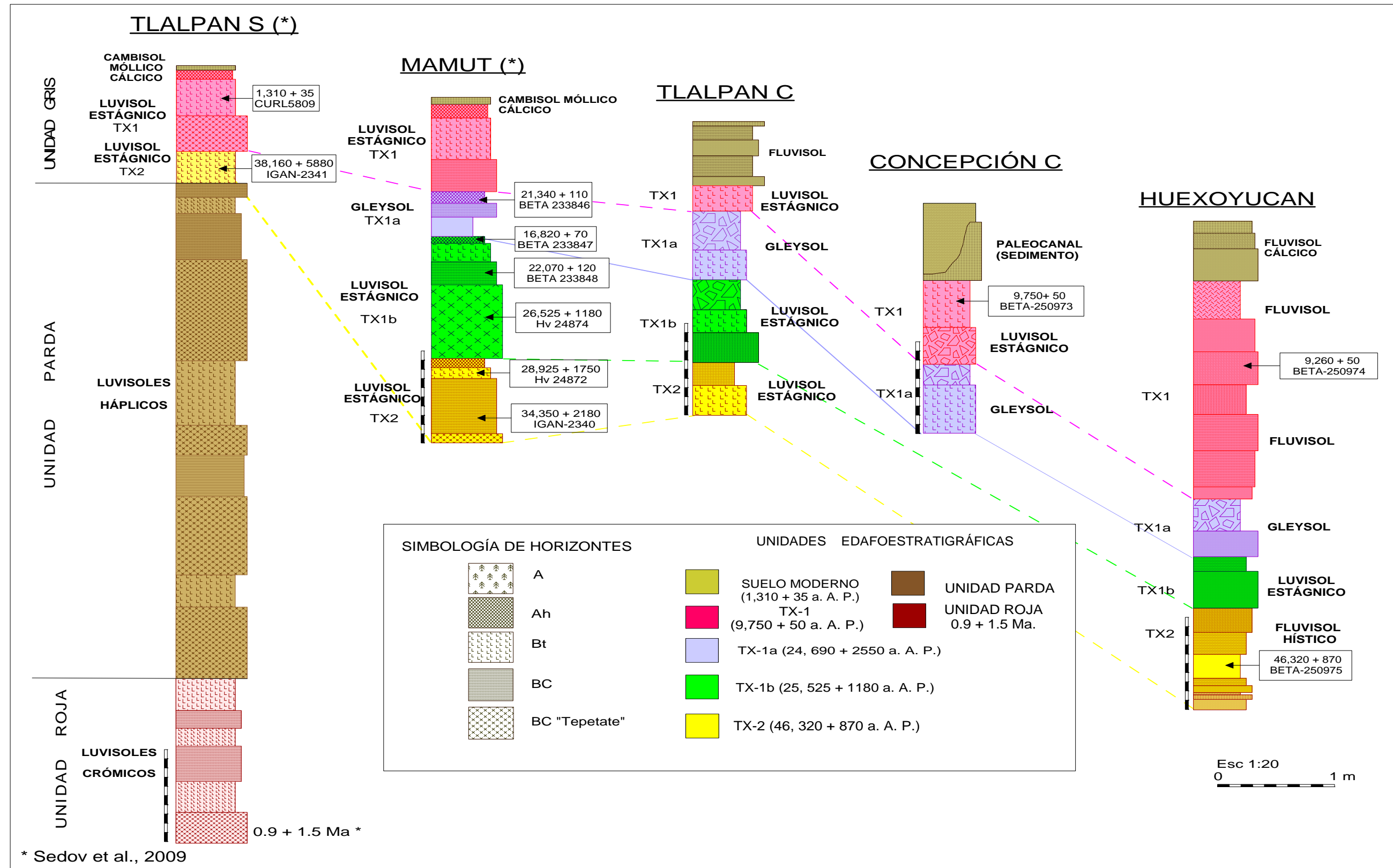


FIGURA 17. Fechamientos y correlación edafoestratigráfica de los perfiles Tlalpan C, La Concepción C y Huexoyucan. Las edades de los paleosuelos son no calibradas y se reportan en años antes del presente (a. A. P.)

5.3 ANÁLISIS FÍSICOS

Los resultados de los análisis físicos se presentan dependiendo de la posición topográfica del perfil; finalmente se muestra una comparación para resumir la información que se describe.

5.3.1 FRACCIONES GRANULOMÉTRICAS

A) PERFIL TLALPAN C

En el perfil Tlalpan C la distribución de las fracciones (FIGURA 27) muestran patrones diferentes. El suelo moderno se caracteriza por ser más arenoso que los paleosuelos variando sus proporciones en función de las discontinuidades; los paleosuelos son arcillosos, excepto el horizonte 5Bt que posee más limo.

En el paleosuelo III se incrementan los porcentajes de arcilla mientras que la cantidad de arena disminuye drásticamente. La fracción arcilla también domina en el paleosuelo IV; en el paleosuelo V la fracción limo predomina; finalmente en el paleosuelo VI la fracción arcilla nuevamente se incrementa en porcentaje.

B) PERFIL LA CONCEPCIÓN C

En el perfil La Concepción C, los porcentajes de cada una de las fracciones son muy homogéneas (FIGURA 27), dominando la fracción limo y arcilla predominan en cada uno de los horizontes.

C) PERFIL HUEXOYUCAN

El perfil localizado en la Barranca Huexoyucan muestra una gran variación en los porcentajes de cada una de las fracciones (FIGURA 27). En el suelo moderno los porcentajes de la fracción arena aumentan mientras que en los paleosuelos

II y III la fracción arcilla aumenta; en los paleosuelos IV y V, el porcentaje de las fracciones fluctúa dependiendo del tipo de horizonte, los horizontes C son los que contienen la mayor cantidad de arena, mientras que en el horizonte 4Bg la fracción dominante es el limo y en 5Ag es la fracción arcilla.

En el paleosuelo VI, el porcentaje de arcilla varía del 88.9% al 60%, sin embargo en el horizonte 6CBg la fracción limo predomina; en el último paleosuelo, la distribución de las fracciones es más homogénea. La particularidad del perfil Huexoyucan es la frecuente presencia de horizontes C que se relacionan con el aumento en el porcentaje de la arena, con aumento de la fracción arcilla en la base del perfil.

D) CORRELACIÓN GRANULOMÉTRICA DE LOS PERFILES

La comparación de la distribución de las fracciones de cada perfil se muestra en la FIGURA 27, permitiendo caracterizarlo como sigue:

1. En el perfil Tlalpan C los porcentajes de las fracciones arcilla y limo son parecidos, mientras que la cantidad de arena es menor en cada uno de los horizontes.
2. El perfil La Concepción C tiene una distribución homogénea de las fracciones, únicamente en la base del perfil la fracción arena predomina.
3. El perfil Huexoyucan está constituido por suelos y paleosuelos menos desarrollados, ya que la fracción arena es predominante en la mayoría de los horizontes.

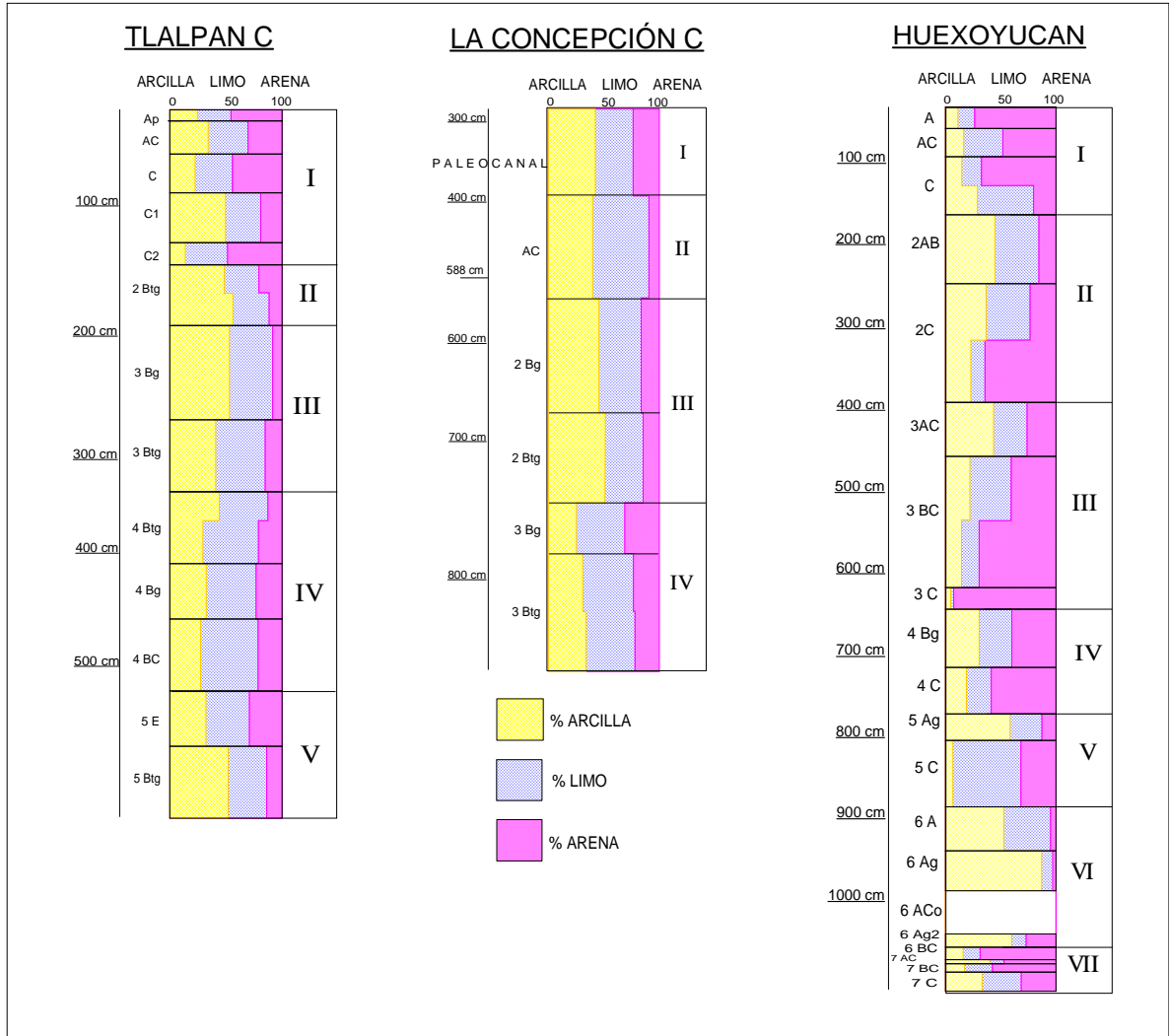


FIGURA 18. Distribución de las fracciones arcilla, limo y arena de cada uno de los perfiles

5.3.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Los resultados de la susceptibilidad magnética (FIGURA 19) se presentan en unidades de frecuencias bajas, lo cual evidencia que la mayor susceptibilidad se observa en los horizontes minerales, es decir horizonte C. El valor más alto se encuentra en el perfil Huexoyucan, en el horizonte 3C, mientras que el menor en los horizontes orgánicos, en este caso en 6ACo.

En los perfiles la Concepción C y Tlalpan C los valores de la susceptibilidad son más homogéneos, excepto en el horizonte Ap del perfil Tlalpan C y Huexoyucan donde se observa un incremento o “enhacenment”.

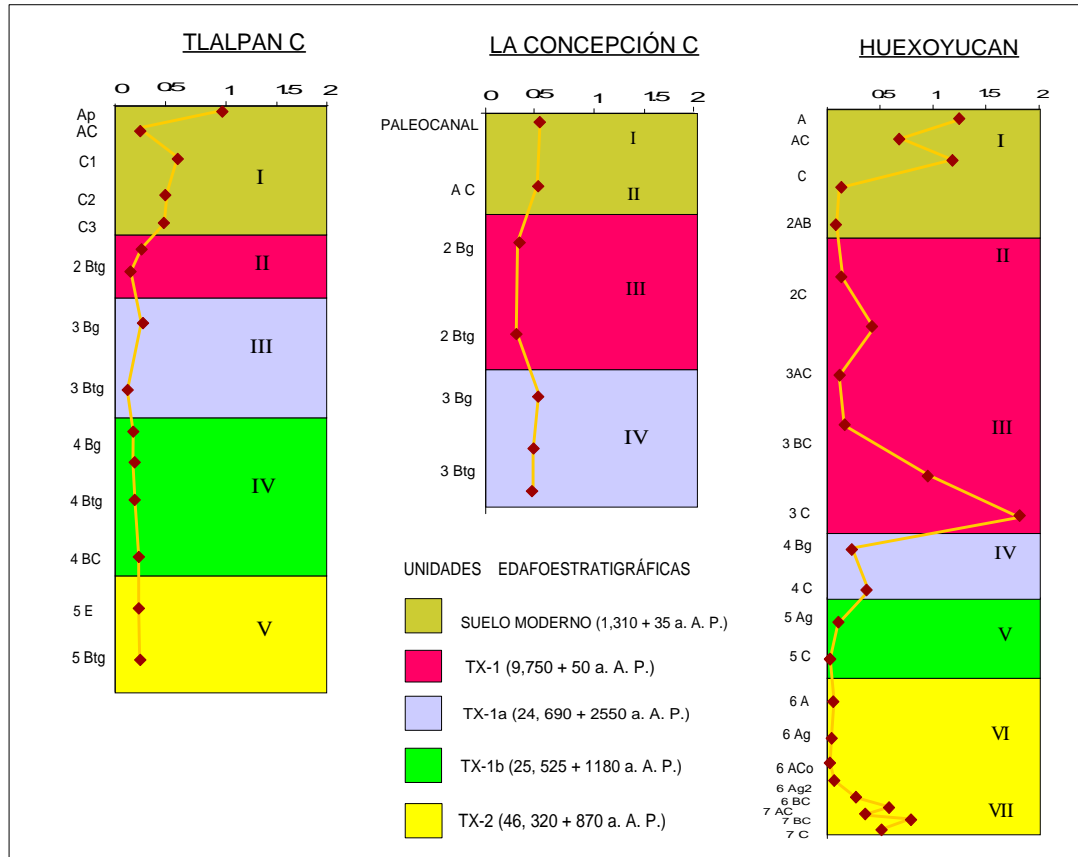


FIGURA 19. Susceptibilidad magnética de cada uno de los horizontes de los perfiles Tlalpan C, La Concepción y Huexoyucan

5.4 ANÁLISIS QUÍMICOS

5.4.1 CARBONO ORGÁNICO TOTAL

Los valores más altos de carbono orgánico se ubican en el suelo moderno (FIGURA 20), siendo de 1.2 %. Valores intermedios se presentan en la parte media de cada perfil, sin embargo, en el perfil La Concepción C, los valores se incrementan hasta 1% en el horizonte 2 Btg, así como en la base del Perfil Tlalpan C donde los valores fluctúan entre el 0.9 y 0.5%. En los horizontes orgánicos del perfil Huexoyucan los valores son los más altos, del 5%.

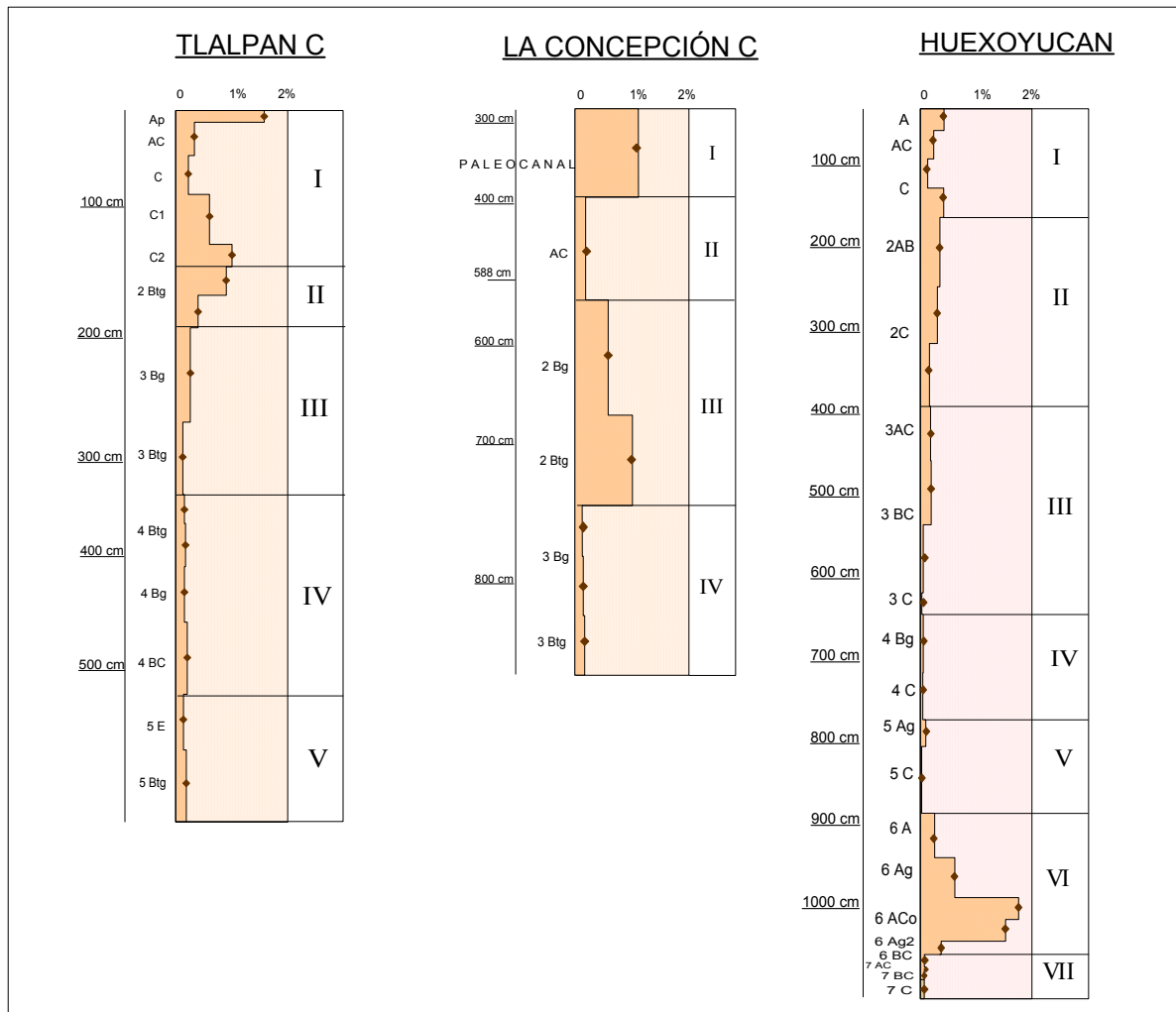


FIGURA 20. Valores de carbono orgánico total de cada uno de los perfiles

5.4.2 ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO

A) VALORES $\delta^{13}C$ DE LAS SECCIONES PALEOPEDOLÓGICAS

Los valores de $\delta^{13}C$ de la materia orgánica de los suelos modernos y paleosuelos, así como la fracción calculada de C4 calculado de acuerdo con Lounejeva *et al.*, 2006 se presentan en la TABLA 2.

En la FIGURA 30 se observa la relación entre los diferentes suelos de la misma edad, pero que ocupan diferentes posiciones en el paisaje. Progresivamente los valores se vuelven más altos alcanzando un máximo en los suelos modernos, que denota con claridad el dominio de la vegetación tipo C4 (TABLA 2). Aún cuando los valores de $\delta^{13}C$ encontrados para los suelos de la misma edad, presentan las mismas tendencias, las diferencias se explican por el efecto del relieve.

PERFIL	HORIZONTE	EDAD	UNIDAD EDAFOESTRATIGRÁFICA	PERIODO DEL CUATERNARIO	$\delta^{13}C$, ‰	%*
TLALPAN C	C2		SH	Reciente	-17.18	65.47
	2Btg		TX1	Holoceno Temprano	-18.98	53.47
	3Btg		TX1a	Pleistoceno Final	-18.31	57.96
	3Btg -R				-18.85	54.31
	5Btg		TX1b	-20.82	41.18	
	6Btg		TX2	Pleistoceno	-22.04	33.07
CONCEPCIÓN C	2Btg	9,750+ 50 BETA-250973	TX1	Holoceno Temprano	-20.64	45.42
	2Btg-R				-20.54	46.15
	3Bg		TX1a	Pleistoceno Final	-22.22	34.12
HUEXOYUCAN	A	9,260 + 50 BETA-250974	SH	Reciente	-17.97	64.49
	2AB		TX1	Holoceno Temprano	-20.89	43.61
	3AC				-18.79	58.66
	4Bg		TX1a	Pleistoceno Final	-20.05	49.64
	5Ag	TX1b	-18.77		58.76	
	6A	46,320 + 870 BETA-250975	TX2	Pleistoceno	-21.26	41.03
	6Ag				-23.86	22.39
	6ACo				-26.52	3.44
					-26.82	1.28
	6Ag2				-23.19	27.21
7 AC	-20.91				43.47	

* Proporción de carbono derivado de plantas C4 y CAM

TABLA 1. Valores de los isotopos estables de carbono de cada perfil

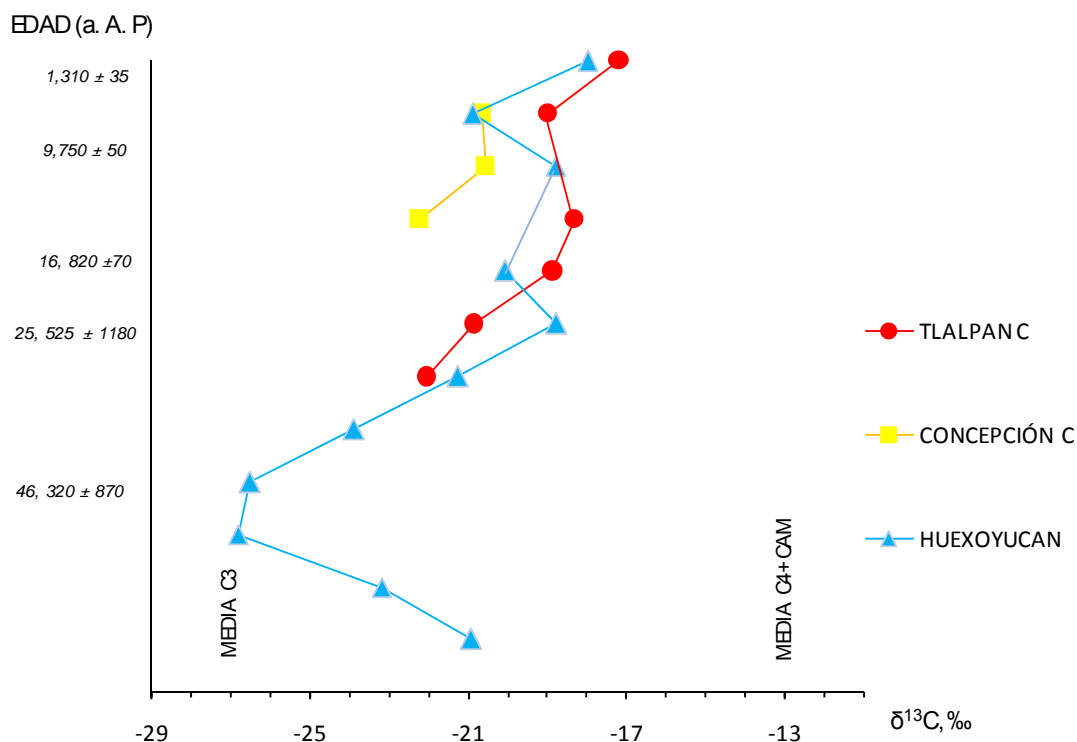


FIGURA 21. Firmas de los isótopos estables de carbono

Los resultados de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en la secuencia Tlalpan C (cima) muestran un valor mínimo en el paleosuelo V (Luvisol estagnico) de -22.04‰ ; a lo largo del perfil los valores fluctúan entre -20.82‰ y -18.31‰ . Un pequeño máximo es observado en el horizonte C2 (I) de -17.18‰ .

Los paleosuelos (Luvisol estagnico) del Holoceno temprano del perfil La Concepción C muestran un decremento en los valores $\delta^{13}\text{C}$ de -20.64 en comparación con los perfiles del Huexoyucan (-18.79) y Tlalpan C (-18.98). Mientras que en el paleosuelo clasificado en campo como Gleysol (IV) se observan valores de -22 - 22‰ .

Las firmas más negativas corresponden a la turba (6ACo) en Huexoyucan que se formó durante la Etapa Isotópica de Oxígeno 3; este paleosuelo es uno de los más antiguos. La mayor variación entre los valores $\delta^{13}\text{C}$ se observan en el perfil Huexoyucan, un mínimo es observado en el horizonte orgánico 6ACo (VI)

con valores de -26.82‰ y -26.52‰, mientras que el paleosuelo V (Fluvisol estagnico) muestra un incremento con valores de -18.77‰. Los paleosuelos (Fluvisol) asociados por fechamiento radiocarbónico al Holoceno Temprano (III) muestran valores de $\delta^{13}\text{C}$ que fluctúan entre -18.77‰ y -20.89‰. En el suelo moderno (Phaeozem háplico) se muestra un incremento en los valores hasta -17.97 ‰.

Por otro lado, se separaron los cutanes ricos en materia orgánica de los horizontes 2Btg del perfil La Concepción C y 3Btg del perfil Tlalpan C; los valores $\delta^{13}\text{C}$ (-20.52 y -18.85 respectivamente) no muestran diferencias (TABLA 2) con los valores obtenidos para la matriz de suelo de cada sección (-20.64 para La Concepción C y -18.85 para el Tlalpan C), concluyéndose que fueron formados simultáneamente, en condiciones climáticas similares no existiendo procesos de poligénesis.

B) COMPARACIÓN REGIONAL DE LOS VALORES $\delta^{13}\text{C}$

En la FIGURA 22 se realiza una comparación con el registro de los valores $\delta^{13}\text{C}$ documentados por Lounejeva *et al.*, (2006) y Solleiro *et al.*, (2009), esta correlación muestra dos tendencias, la primera (T1) del Holoceno temprano hacia el Holoceno tardío evidencia el dominio de vegetación C4 domina.

La segunda tendencia (T2) del Pleistoceno hacia el Holoceno temprano da una curva muy pronunciada de valores $\delta^{13}\text{C}$ con vegetación tipo C3 hacia un tipo de vegetación C4, aunque los valores $\delta^{13}\text{C}$ no son tal altos como en el Reciente. Ambas tendencias son reflejo de las condiciones anóxicas producto del microclima de cada región.

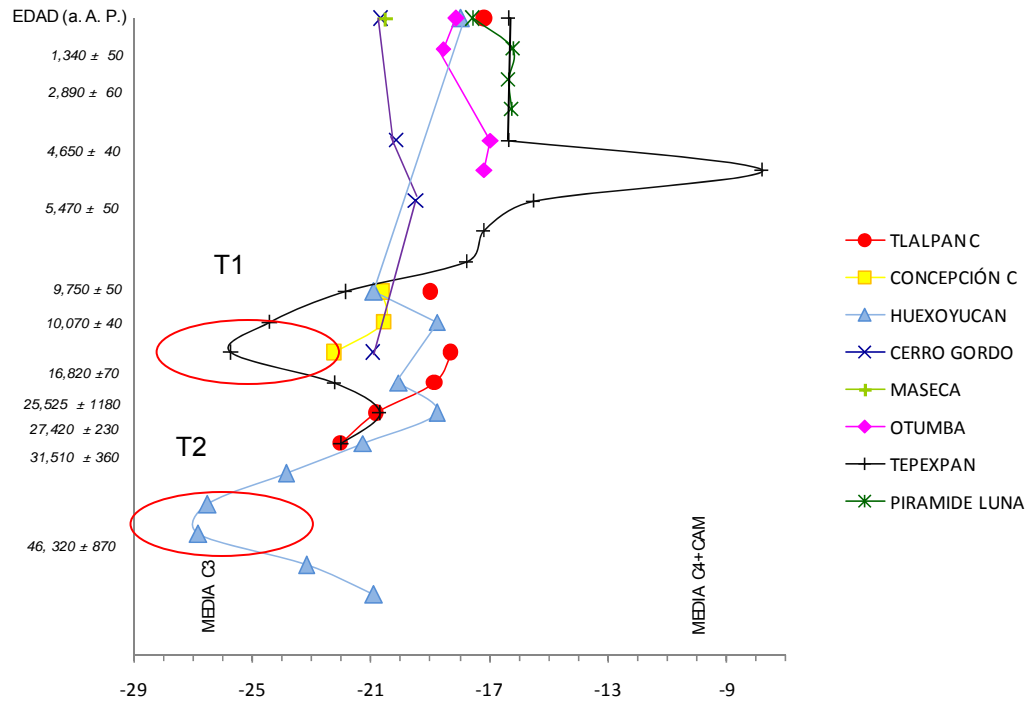


FIGURA22 Correlación con Firmas de los isotopos estables de carbono del Centro de México

5.5 ANÁLISIS PALEOZOOBOTÁNICOS

5.6.1 FITOLITOS

El conteo de fitolitos se realizó con la finalidad de establecer diferencias cualitativas entre horizontes que ayuden a marcar horizontes expuestos en la superficie bajo vegetación. Su proporción es relativa, en función del total de minerales que se observaron en las preparaciones.

A) TLALPAN C

En el perfil Tlalpan C (FIGURA 23) el máximo porcentaje se presenta en el horizonte 2Btg con un 26%. Posteriormente, los horizontes 3Btg y 3Bg muestran una disminución en el porcentaje con el 19% y 17% respectivamente. En los horizontes subsecuentes 4Bg/4Btg los porcentajes (24% y 22%) de fitolitos aumentan. En la base del perfil (V), en el horizonte 5Btg se observa un máximo (24.89) similar al estimado para el horizonte 3Btg.

B) LA CONCEPCIÓN C

En el perfil La Concepción C (FIGURA 23) los porcentajes de fitolitos varían con la profundidad el suelo moderno presenta los menores valores (14%). El primer paleosuelo (2Bg/2Btg) es el que posee el mayor porcentaje (20%), mientras que en el paleosuelo de la base, que está conformado por los horizontes 3Bg/3Btg nuevamente disminuye la concentración de fitolitos.

C) HUEXOYUCAN

En el perfil Huexoyucan (FIGURA 23) los porcentajes presentan mayor variación. El horizonte denominado 5C es el que muestra los valores mínimos (3.37%), mientras que el horizonte orgánico 6ACo presenta el mayor

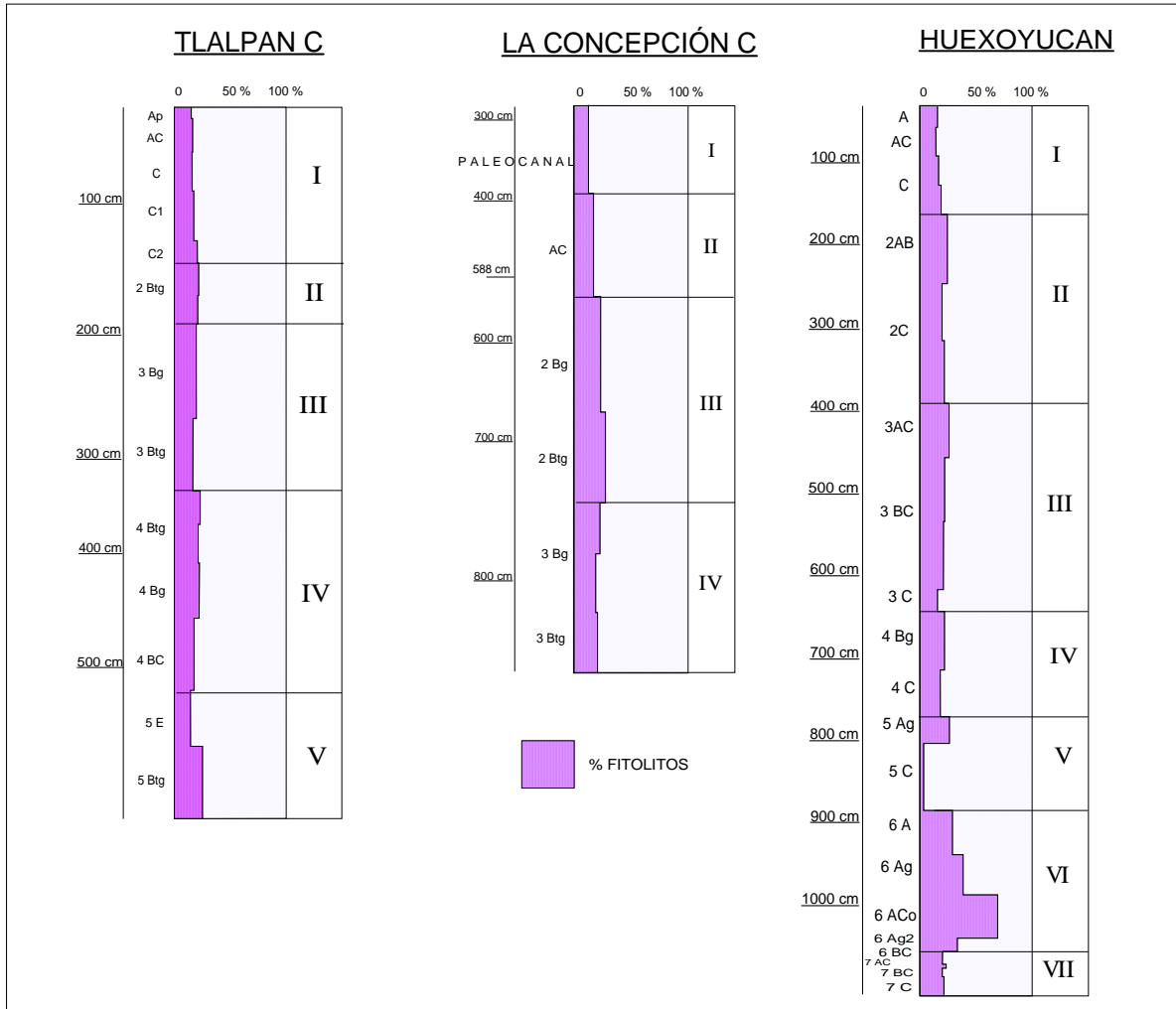


FIGURA 23. Porcentaje de fitolitos de cada uno de los perfiles

porcentaje 67.78%. En los paleosuelos intermedios las proporciones varían entre el 25 y 12%.

En el perfil Huexoyucan también se llevó a cabo un análisis de concentración de Palinomorfos y diatomeas, únicamente en los horizontes 6Ag y 6ACo, formados en la Etapa Isotópica de Oxígeno 3.

5.6.2 POLEN

El horizonte 6Ag contiene la mayor variedad de esporas (*Polypodium*, *Triletes* y *Compuestas*) y algas (*Botryococcus*, *Zygnema*, *Debarya* y *Spirogira*) con poca

concentración de especies terrestres. En la parte superior del horizonte 6ACo las especies terrestres se encuentran mejor representadas y en mayor porcentaje, con especies de *Pinus*, *Quercus*, *Lycopodium* y *Polipodium*, *Amarantaceae* y encinos; las especies acuáticas ubicadas en menor porcentaje son algas (*Zygnema* y *Botriococcus*).

Finalmente, en la parte inferior de 6ACo, nuevamente las especies terrestres son las predominantes. A diferencia de la parte superior en donde los pinos son los más diversos en especies y cantidad, los encinos y las *Cyperaceas* son las más abundantes.

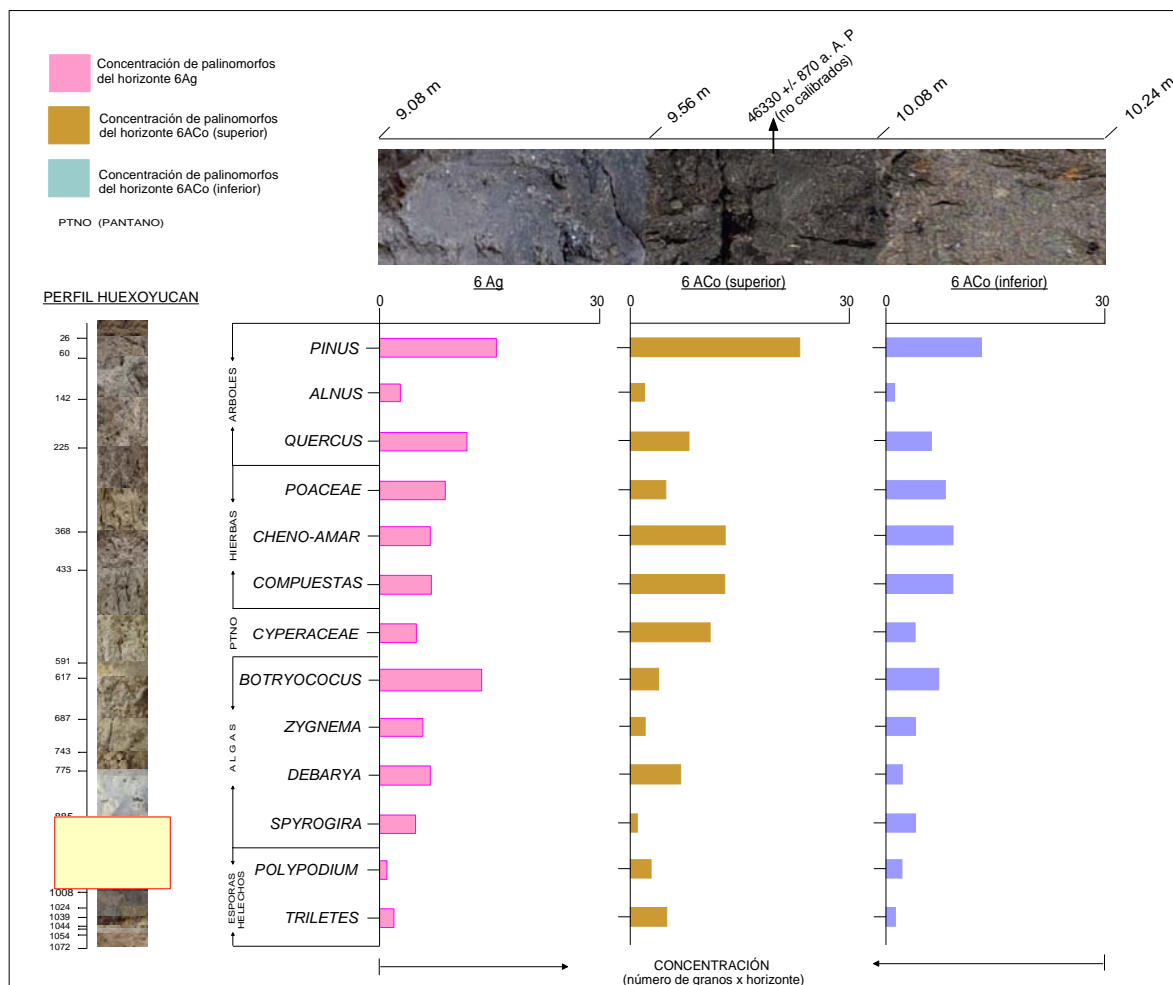


FIGURA 24. Concentración de palinomorfos; número de granos de polen por cada horizonte orgánico (6Ag, 6ACo-sup y 6ACo-inf) del perfil Huexoyucan

5.6.3 DIATOMEAS

Las especies encontradas son *Aulacosiera*, *Pinnularia* y *Crysphytas* como las más representativas; asimismo se observó la presencia de gran cantidad de espículas de esponja. La concentración de especies varía dependiendo del tipo de horizonte y la profundidad del mismo.

En ambos los horizontes las espículas de esponja poseen la máxima concentración en comparación con otras especies; la especie *Pinnularia* y *Aulacosiera* en menor concentración también caracteriza la sección Huexoyucan.

Los restos de las algas *Chrysophyta* en los sedimentos lacustres constituyen un indicador apropiado de condiciones paleoambientales, se observan en cuerpos de agua someros, fríos (5-12°C) de reducida mineralización, estado oligo-mesotrófico. Las especies *Pinnularia*, *Eunotia* y *Melosira* (*Aulacoseira*) son especies de ambientes poco profundos que pueden tolerar la desecación, con conductividad eléctrica baja, su presencia sugiere vegetación abundante y comunidades de agua dulce como las espículas de esponja. Su asociación indica una planicie de inundación de un cuerpo de agua somero con fluctuaciones importantes. Las espículas de esponja y las *chrysophytas* tienen preferencia por ambientes ácidos

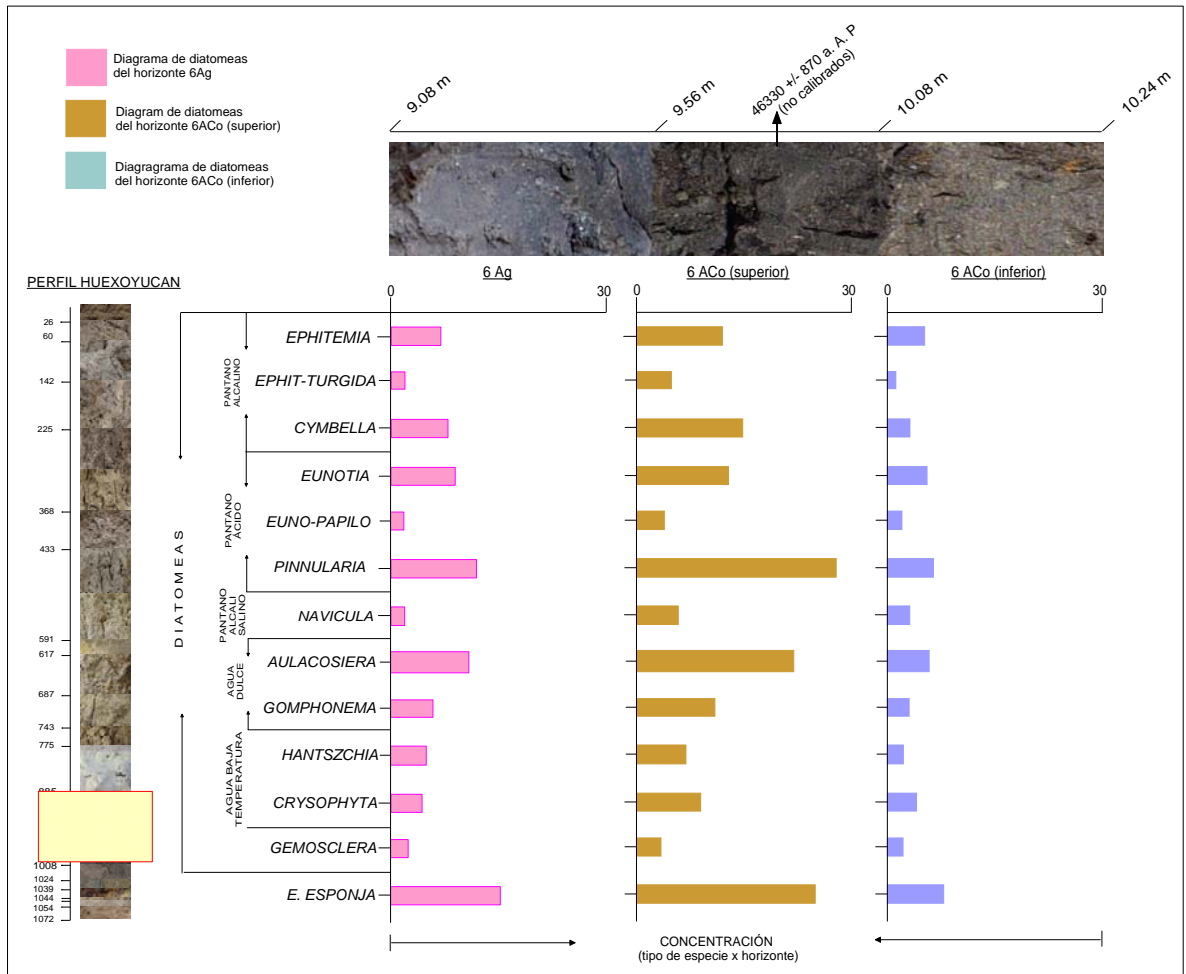


FIGURA 25. Diagrama de concentración de diatomeas; número de especie por cada horizonte orgánico (6Ag, 6ACo-sup y 6ACo-inf) del perfil Huexoyucan

DISCUSIÓN

VI. DISCUSIÓN

El descifrar el registro paleopedológico implica la interpretación de los procesos pedogenéticos reflejados en las propiedades de los suelos y paleosuelos (Sedov et al., 2009) que evidencian condiciones ambientales de un periodo específico iniciando en el Pleistoceno (etapa isotópica de oxígeno 3) hasta el Holoceno tardío.

6.1 INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA ETAPA ISOTÓPICA DE OXÍGENO 3 (EIO3)

El registro paleoambiental durante la Etapa Isotópica de Oxígeno 3 se reconoce en el desarrollo de un paleosuelo clasificado como Luvisol estágnico en la cima (perfil Tlalpan C) y un Fluvisol mólico en la base de la pendiente (perfil Huexoyucan), con edades de $38,160 \pm 5880$ y 46320 ± 870 a. A. P. respectivamente; que a su vez conforman la unidad pedoestratigráfica denominada como TX2.

Los rasgos pedogenéticos característicos del Fluvisol mólico son casi imperceptibles, la notable depositación en laminaciones de materia orgánica, parcialmente descompuesta (condiciones anaeróbicas) observada en las secciones delgadas evidencian procesos de acumulación de humus oscuro y fuerte gleyzación.

Para que los anteriores procesos se presenten, es necesario contar con condiciones climáticas húmedas y frías, tal aseveración es apoyada por los valores $\delta^{13}\text{C}$ que muestran un intervalo de -23‰ a -21‰ , asimismo, los horizontes orgánicos de este periodo, documentan condiciones de humedad deducidas por la presencia de taxa mesofíticas y de humedal como las algas (*Botryococcus*, *Zygnema*, *Debarya* y *Spyrogira*). El registro de las diatomeas de la especie *Chrysophyta* y *Hantzschia* sugieren un ambiente frío ($5\text{-}12^\circ\text{C}$), asimismo las

diatomeas de la especie *Eunotia*, *Pinnularia*, *Cymbella* y *Navicula* refieren un clima húmedo con periodos estacionales marcados.

En el mismo periodo, en la cima se desarrolló un Luvisol estágnico (perfil Tlalpan C), cuya señal climática se caracteriza por un incremento en la acumulación de humus oscuro; las condiciones reductomórficas moderadas observadas como moteados, nódulos y recubrimientos de hierro y manganeso indican procesos gléyicos. Ambos procesos pedogénicos sugieren una humedad permanente durante el desarrollo de los paleosuelos bajo condiciones ambientales templadas y bajas tasas de evapotranspiración, aunque la presencia de rasgos vérticos indica variantes estacionales marcadas por periodos más secos que se combinan con periodos de abundante precipitación.

Los registros isotópicos de oxígeno también sugieren una etapa de oscilaciones entre condiciones cálidas (pero en general más frías que en la actualidad) y frías, provocando que se presentaran condiciones de humedad pero con estaciones secas marcadas las cuales prevalecieron hasta los 30,000 a. A. P. cuando el clima terrestre entró en una fase de enfriamiento extremo (Bond et al., 1993)

Estas condiciones climáticas también se han registrado en otras áreas del Centro de México (Valle de Teotihuacán y el Nevado de Toluca) sugiriendo condiciones más frías y húmedas con fases secas en el intervalo de 50,000 a 37,000 años, manteniéndose constantes hasta el final del interestadial (Sedov et al. 2009)

Los registros lacustres del lago de Tecocomulco (el más cercano a la zona de estudio) reportan un periodo húmedo y ligeramente cálido entre 42,000 y 37,000 a. A. P. En esta misma secuencia pero en el periodo entre 37,000 y 31,000 a. A. P se experimenta un relativo incremento en la profundidad del

lago; posteriormente a los 30,000 años se documenta una fase fría y húmeda y el nivel del lago decrece (Caballero et. al. 1989). El periodo de 35,000-32,000 años A. P. está caracterizado por el avance glaciario (MI) de la última glaciación en el Volcán La Malinche indicando una mayor precipitación y temperaturas bajas (Lauer, 1979).

6.2 RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEO-TOPOSECUENCIA DURANTE LA EIO3

Las características de los paleosuelos no son uniformes, varían generalmente de acuerdo a su posición geomorfológica constituyendo con ello una toposecuencia, la cual se ve reflejada en las propiedades pedogenéticas de cada paleosuelo.

Los resultados de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ permiten conocer el cambio en la paleovegetación durante esta etapa, la cual se relaciona para su interpretación con la localización del perfil en el paisaje, ya que las diferencias topográficas determinan la distribución de la cubierta vegetal.

Los registros de polen de la EIO3 que se preservan en la cuenca del Alto Lerma (Lozano et al., 2005) así como en el Lago de Chalco y Texcoco (Lozano et al., 1998), sugieren el desarrollo de un bosque de pino lo que coincide con los valores $\delta^{13}\text{C}$ (-22.04%) del perfil Tlalpan C que representa la paleoecología de las áreas de mayor altitud (cima).

Las propiedades morfológicas del paleosuelo (clasificado en campo como un Luvisol estágnico), que se desarrolló durante este periodo, indican una paleovegetación forestal (*Pinus*, *Quercus* y *Alnus*), bajo un clima frío y húmedo lo cual se establece a partir de la presencia de los rasgos de iluviación, acumulación de humus oscuro y arcilla, así como los valores $\delta^{13}\text{C}$ ya expuestos.

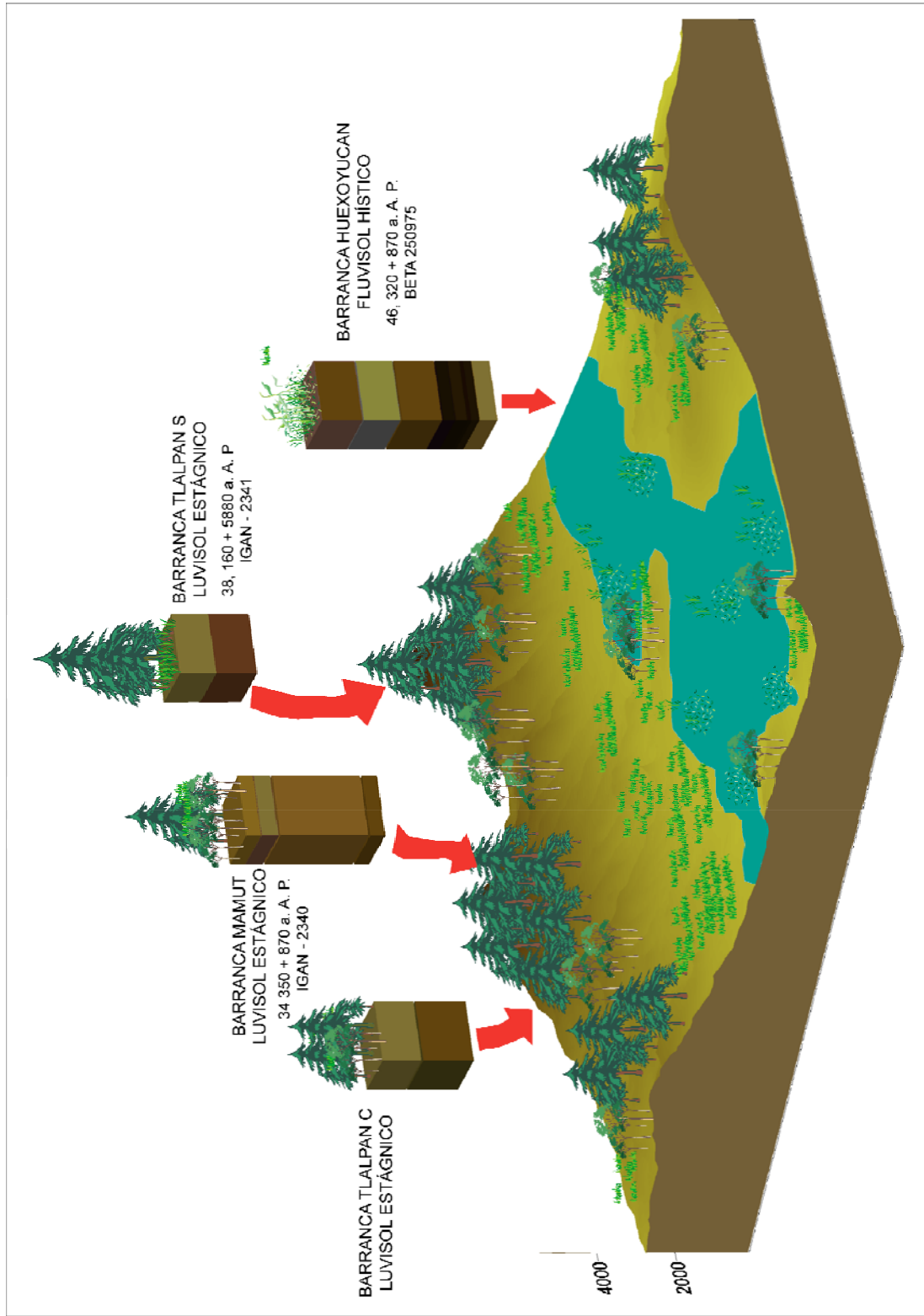


FIGURA 26. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente en la etapa isotópica de oxígeno 3 a partir de análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedostratigráfica TX2, con una edad no calibrada de 46,320 +/- 870 a. A. P.)

Por analogía con los suelos modernos en las zonas de bosque mixto en Eurasia, se considera que se desarrollaron en ambientes con una temperatura media anual 7-8° menor a la actual en el Bloque Tlaxcala (Sedov et al., 2009).

En el perfil Huexoyucan (base de la pendiente) se desarrollaron horizontes orgánicos en condiciones anóxicas, así como horizontes con fuerte acumulación de humus oscuro, iluviación y traslocación de material orgánico, sugiriendo un cuerpo de agua somero con vegetación como los helechos (esporas *polypodium* y *triletes*) y taxa de humedal (algas); el registro de las diatomeas de este depósito acuático muestran una marcada estacionalidad: incremento de agua superficial durante los periodos húmedos y aguas ligeramente turbias en las estaciones secas.

Los valores $\delta^{13}\text{C}$ de este paleosuelo, clasificado en campo como un Fluvisol hístico, que actualmente se desarrollan en áreas boreales (WRB, 2009) muestra un mínimo de -26.82‰, aunque los valores fluctúan hasta un máximo de -20.91‰, lo que conjuntamente con los rasgos vérticos observados en el perfil Tlalpan C permiten inferir una fuerte estacionalidad o procesos de poligénesis.

Los valores cercanos a -20‰ se asocian con una coexistencia de vegetación C3 y C4 (Lounejeva et al., 2006), lo cual también es evidenciado en los análisis paleobotánicos mostrando un ecosistema forestal (*Pinus*, *Alnus* y *Quercus*) cohabitando con pastos (*Chenopodiaceae-Amaranthacea*) y vegetación no arbórea (*Poaceae*) y acuática (*Cyperaceae*).

La FIGURA 26 muestra el ambiente que se interpreta a partir del registro paleopedológico con sus variaciones en el paisaje.

6.3 INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA ETAPA ISOTÓPICA DE OXÍGENO 2 (EIO2): ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL Y EL PLEISTOCENO TERMINAL (GLACIAL TARDÍO)

Este periodo está caracterizado por dos intervalos de pedogénesis: el primero corresponde al evento climático denominado Último Máximo Glacial (UMG) representado por la unidad pedoestratigráfica TX1b (con una edad no calibrada de $26,525 \pm 1180$ a. A. P) conformada por paleosuelos con un alto desarrollo de estructura (bloques angulares) y porosidad biogénica, así como la acumulación de humus e iluviación de arcilla.

El segundo intervalo de pedogénesis la unidad pedoestratigráfica TX1a se asocia con el Pleistoceno Terminal o Glacial Tardío, este periodo se distingue por suelos hidromórficos de coloración pardo-clara con poco desarrollo de estructura y porosidad biogénica, así como menor intemperismo e iluviación de arcilla.

6.3.1 ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

Las evidencias paleopedológicas del Último Máximo Glacial (UMG) se presentan en los paleosuelos clasificados en campo como Luvisoles estágnicos (Unidad TX1b) con edades no calibradas de $26,525 \pm 1180$ a $22,070 \pm 120$ a. A. P. La segunda unidad TX1b se caracteriza por procesos de acumulación e iluviación de arcilla y humus y menor cantidad (en comparación con las otras unidades pedoestratigráficas) de rasgos de gleyzación sugiriendo una humedad permanente como resultado de condiciones de frío severo que han sido reportadas por Heine (1994) al inicio de la EIO2.

Durante el Último Máximo Glacial, se desarrollaron Luvisoles estágnicos tanto en la cima (perfil Tlalpan C) como en la ladera (perfil La Concepción C), su señal climática se caracteriza por un incremento en la acumulación de humus

oscuro; fuertes condiciones reductomórficas observadas como moteados, nódulos y recubrimientos de hierro y manganeso indican procesos gléyicos; ambos procesos pedogénicos sugieren una humedad permanente durante el desarrollo de los paleosuelos bajo condiciones ambientales más templadas que en la EIO3.

También se presentan propiedades derivadas de fases secas como lo muestran los valores $\delta^{13}\text{C}$ que fluctúan entre -20.81 y -18.77, así como por la relación de halloysita y caolinita reportada en estudios anteriores para el perfil Barranca Mamut (Sedov et al., 2009). Ohngemach y Straka (1989) indican un clima frío y relativamente seco intercalados con periodos cortos más fríos y húmedos para la Cuenca Puebla-Tlaxcala entre los 31,000 y 18,000 a. A. P.

Los registros lacustres de la Cuenca de México, específicamente los paleolimnológicos indican que durante el Último Máximo Glacial (26,000 a 18,000 años A. P.) el clima tiende a condiciones frías y secas, con una baja diversidad de vegetación forestal y taxa subacuática como *Isöetes* y algas (Lozano et al., 1997; Metcalfe et al., 2000).

Los datos polínicos de la sección pedoestratigráfica Tepexpan, evidencia condiciones templadas (disminución de *Pinus*, ausencia de *Picea* y aumento de *Quercus*) y menos húmedas (aumento del polen herbáceo) en el Último Máximo Glacial entre los 20,000 y 27,000 a. A. P. (Sedov et al., 2009). Es importante señalar que Caballero (1997) sugiere que el Último Máximo Glacial del Altiplano Central se presenta entre los 31,000 y 23,000 a. A. P. cuando los niveles del lago de Chalco alcanzan su nivel mínimo sugiriendo un clima menos húmedo para este intervalo de tiempo. Bradbury (1989) también documenta para los 24,000 a. A. P. un descenso general de los lagos de la cuenca de México.

Una tendencia opuesta es documentada en el Centro de México por Bradbury (2000), un clima ligeramente húmedo con lluvias considerables en invierno, esto debido a una fuente de humedad atmosférica predominantemente proveniente del Pacífico; la cual coincide con los hallazgos en los paleosuelos (unidad pedoestratigráfica PT2) del Nevado de Toluca (Sedov *et al.*, 2001; 2003). Así como lo propuesto por González y Fuentes (1986) quien sugiere un clima relativamente húmedo y cálido entre los 30,000 y 24,000 a. A. P.

En la Cuenca Superior del Lerma se ha registrado un incremento en el polen herbáceo (*Poaceae*) en los estratos del lago Chignahuapan (23,000 a. A. P) sugiriendo condiciones menos húmedas para el Pleistoceno Tardío (Lozano *et al.*, 2005), el cual está relacionado con un descenso en la línea de bosques, a elevaciones de 3000 msnm (actualmente se ubica cerca de los 4000 msnm) y una expansión de las praderas alpinas, lo cual es relacionado con un descenso de temperatura más que un fenómeno de menor precipitación (Cabadas, 2007).

El registro glacial del Centro de México (Vázquez y Heine, 2004) evidencia un clima seco y frío, ya que no se documentan avances glaciares durante el Último Máximo Glacial, exceptuando los registros del volcán Ajusco que muestran dos avances glaciares: el Márquez entre los 27,000 y 26,000 a. A. P, Santo Tomás entre los 25,000 y 24,000 a. A. P.

6.3.2 PLEISTOCENO TERMINAL O GLACIAL TARDÍO

El segundo periodo de pedogénesis de la Etapa Isotópica de Oxígeno 2 (EIO2) está representado por la unidad pedoestratigráfica que TX1a, la cual está conformada por un paleosuelo clasificado en campo como Gleysol. La edad de este paleosuelo aún es incierta ($21,340 \pm 110$ a. A. P.), ya que presenta una inversión en las edades radiocarbónicas con la unidad pedoestratigráfica (TX1b) que se ha explicado a través de los procesos de redeposición de humus de suelos más antiguos que se mantienen en los paleosuelos con poco

desarrollo que conforman la unidad pedoestratigráfica TX1a (Sedov *et al.*, 2009). Sin embargo, es posible asociarlo con el Glacial Tardío ya que el inicio de su pedogénesis se presenta alrededor de los $16,820 \pm 70$ y $17,310 \pm 920$ a. A. P.

Las características morfológicas de esta unidad pedoestratigráfica (TX1a) corresponde con un clima frío y húmedo, ya que los rasgos de hidromorfismo evidencian un decremento en la acumulación de humus y contenido de arcilla produciendo con ello una coloración gris claro que es fácilmente perceptible en campo.

Debido al hidromorfismo los valores de la susceptibilidad son bajos coincidiendo con los reportado por Rivas *et al* (2006), asimismo los valores $\delta^{13}\text{C}$ de -18.31 en el perfil Tlalpan C (cima), -20.22 en Concepción C (pendiente) y -20.05 en Huexoyucan (base de la pendiente) indican una vegetación donde cohabitan tanto comunidades de plantas del tipo C3 con C4 (Lounejeva *et al.*, 2006), lo cual permite inferir una paleo vegetación forestal con el desarrollo de pastizales.

La reconstrucción ambiental de este periodo es poco documentado en el Centro de México, Heine (1984) registra un avance glaciario en el Volcán La Malinche (MII) evidenciando un clima frío y húmedo, el cual coincide con los registros paleopedológicos en el Nevado de Toluca que indican un clima frío-húmedo pero con periodos secos como lo muestran las evidencias de los valores $\delta^{13}\text{C}$ en los paleosuelos PT0 ($11,595 \pm 180$ a. A. P. -edad no calibrada-) y PT1 con una edad no calibrada de $13,870 \pm 180$ (Sedov *et al.*, 2003).

Otros registros paleopedológicos también evidencian un clima húmedo y frío como en el Valle de Teotihuacan con el desarrollo de un Luvisol estagnico ($11,160 \pm 60$ a. A. P. -no calibrados-) en el perfil Maseca (Solleiro *et al.*, 2006), así como con el paleosuelo clasificado como un Luvisol crómico ($18,740 \pm 150$

a. A. P. -no calibrados-) en la misma área (Solleiro et al., 2006) y, con la formación de un paleosuelo clasificado como un Albeluvisol (12,160 a. A. P. - años no calibrados-) en el área del Glacis de Buenavista (Solleiro et al., 2003). Este periodo corresponde con los avances glaciares de alta montaña de la Faja Volcánica Transmexicana fechados alrededor de los 15,000 (White et al., 1984; Heine, 1994).

Lauer (1979) documenta un clima extremadamente frío y húmedo entre 21,000 y 13,000 años favoreciendo la formación del suelo fB01 (Andosol) y el avance glaciar MI en el Volcán de la Malinche, el cual presenta fluctuaciones en temperatura y precipitación. También en el volcán Iztaccíhuatl se registra el avance glaciar Hueyatlaco I entre los 20,000 y 17,500 a. A. P. y Hueyatlaco II entre los 17,000 y 14,000 a. A. P (Lachniet y Vázquez, 2005). En el volcán Cofre de Perote entre los 20,000 y 14,000 a. A. P. también se presenta un avance glaciar que corresponde con Huayatlaco I y II (Carrasco *et al.*, 2009) y, en el volcán Ajusco se documenta el avance glaciar Albergue entre los 21,000 y 16,000 a. A. P.

Algunos registros paleopedológicos del inicio del Glacial Tardío evidencian un ambiente menos húmedos, debido a la concentración de carbonatos con edades de 17,000 años A. P., en la zona de Pachuca y 20,000 años en Texcoco, también en el Valle de Teotihuacán, en la zona denominada Río San Pablo se reporta acumulación de carbonatos, con edades similares (Cabadas, 2007).

Los registros paleolimnológicos del Glacial Tardío (15,000 y 10,000 a. A. P.) evidencian niveles lacustres altos en Chalco (Bradbury, 1989), mientras que en Texcoco y Tecocomulco se documentan condiciones áridas debido a la presencia de *hiatus* en las secuencias a los 14,500 y 15,000 a. A. P. respectivamente; en Tecocomulco el Pleistoceno Terminal o Glacial Tardío se correlaciona con la formación de una capa de caliche indicando una aridez intermitente (Caballero et al., 1999).

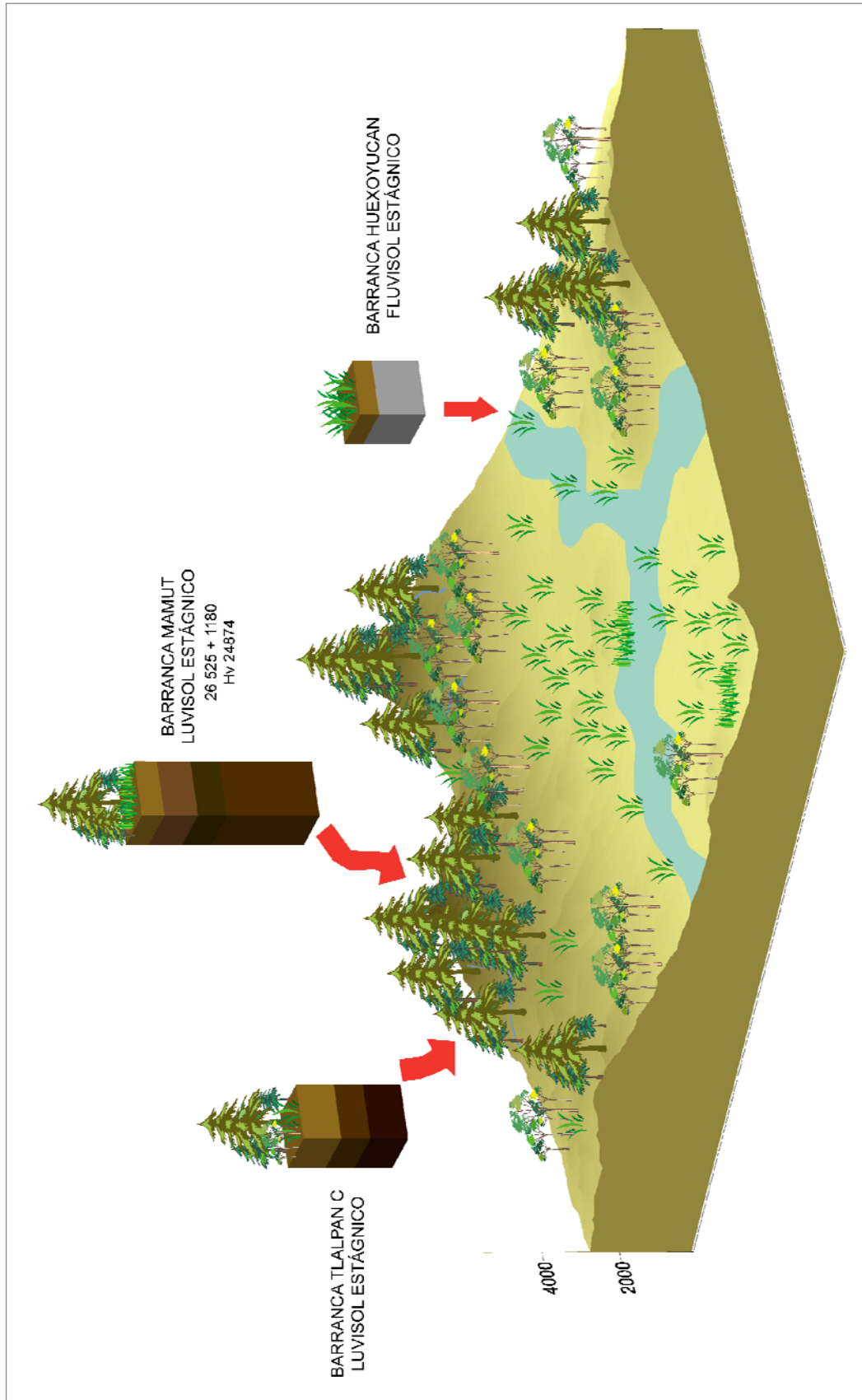


FIGURA 27. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente durante la Etapa Isotópica de Oxígeno 2, específicamente el Último Máximo Glacial a partir de análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedostratigráfica TX1b, con una edad no calibrada de 26,525 +/- 1180 a. P.)

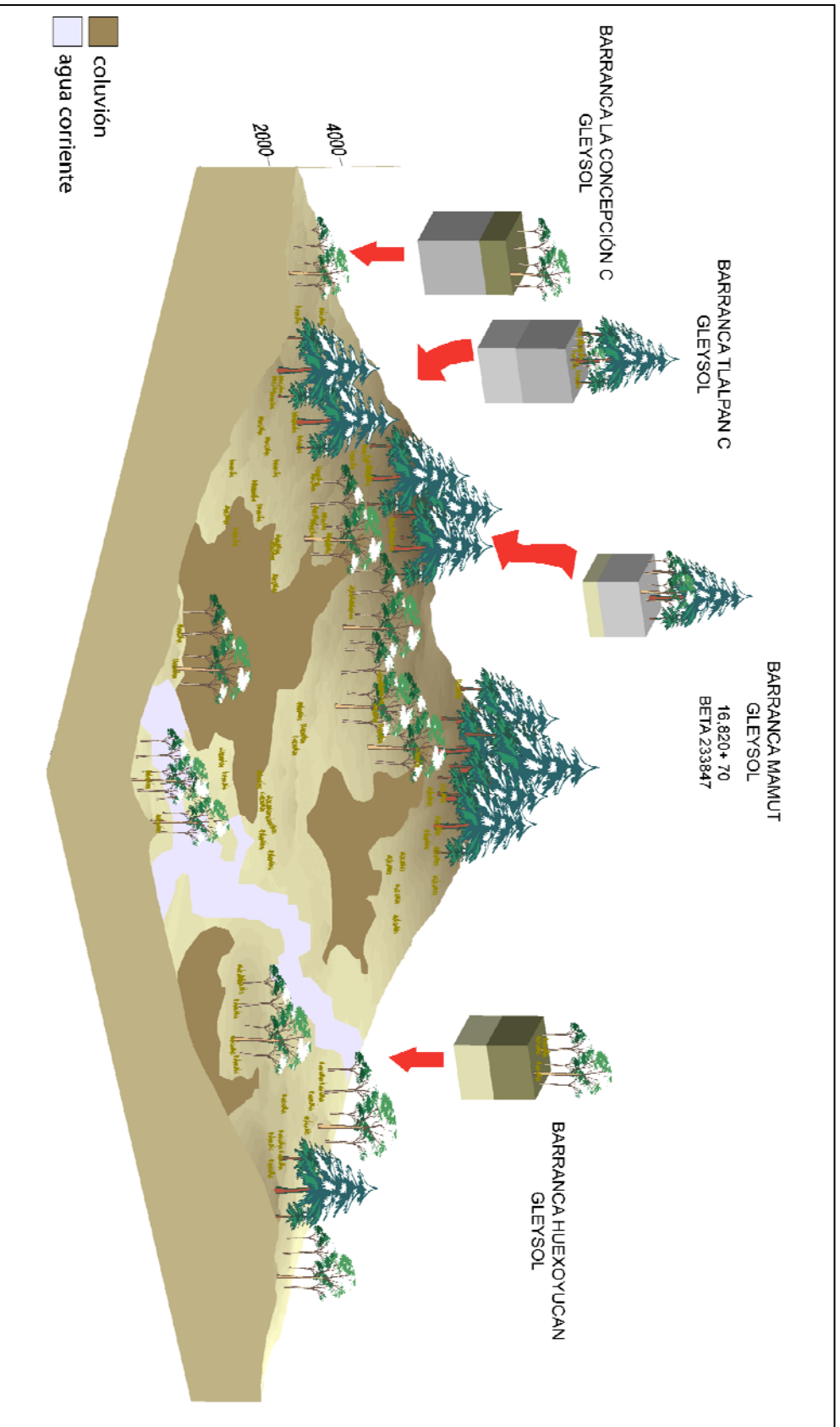


FIGURA 28. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente durante la Etapa Isotópica de Oxígeno 2, específicamente el Glacial Tardío a partir de análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedostratigráfica TX1a, con una edad relativa entre los 16, 820 +/- 70 y 17 310 +/- 920 a. A. P.)

6.4 RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEOTOPOSECUENCIA DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL (UMG)

El Último Máximo Glacial muestra que a nivel global se trató de una época mucho más árida que la actual con pocas zonas pobladas por bosques. Sin embargo, en las regiones tropicales, las evidencias paleoclimáticas indican ambientes diversos debido a las diferencias topográficas y grandes variaciones geológicas como en el Centro de México.

Los registros paleopedológicos de la unidad TX1b ($26,525 \pm 1180$ a. A. P. -edad no calibrada-) muestran las características climáticas predominantes durante el Último Máximo Glacial a partir del reconocimiento de un esquema ecológico partiendo del ordenamiento espacial de la paleovegetación, la cual puede conocerse con base en las variaciones morfológicas en una toposecuencia (FIGURA 27).

El perfil Tlalpan C que representa la paleoecología de las áreas de mayor altitud (cima) muestra propiedades morfológicas como una estructura en bloques angulares que comúnmente se desarrollan bajo vegetación forestal, los altos contenidos de la fracción limo indican un clima frío y húmedo para permitir los revestimientos de arcilla en los bioporos y en la superficie de los agregados.

Los valores $\delta^{13}\text{C}$ de -20.82 nos permiten inferir un bosque abierto permitiendo el crecimiento de pastizales, esta inferencia también es apoyada por una fuerte actividad biógena observada en las secciones delgadas.

En el perfil Huexoyucan (base de la pendiente) se desarrolló un Fluvisol con propiedades estagnicas (concreciones, moteados y nódulos de hierro y manganeso), que muestra un mínimo de -18.79% en los valores $\delta^{13}\text{C}$, los cuales indican menor humedad y una posible paleovegetación de pastizal.

La anterior distribución paleoecológica también se registra en los sedimentos lacustres del Valle de Tehuacán entre los cuales se reporta el desarrollo de un paleosuelo con una edad de 25,220 años A. P., el cual conserva en su registro polen de un bosque de *Pinus sp.* y *Quercus sp.*, así como la presencia de pastizales (Canul, 2008). Asimismo en el Valle de Teotihuacán en la secuencia de Tepexpan se registra una paleovegetación predominantemente de *Quercus sp.* y en menor porcentaje de *Pinus sp.*, asimismo se presenta vegetación herbácea (Sedov *et al.*, 2009).

6.5 RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEOTOPOSECUENCIA DURANTE EL GLACIAL TARDÍO

Las propiedades que presenta la unidad TX1a ($16,820 \pm 70$ y $17,310 \pm 920$ a. A. P.) en los diferentes perfiles establecen la disposición de las diferentes comunidades de paleovegetación (FIGURA 28): en el perfil Tlalpan C (cima) la estructura prismática e iluviación de arcilla que caracteriza un horizonte Btg, así como un incremento en la cantidad de carbono orgánico total refuerza una edafogénesis de tipo forestal (Retallack, 1986).

En el perfil La Concepción C (pendiente) por el tipo de estructura en bloques angulares, la iluviación de arcilla, el incremento en la actividad biogénica y un alto porcentaje de fitolitos, es posible deducir un ecosistema forestal con menor densidad facilitando con ello la formación de pastizales.

En la base de la pendiente (perfil Huexoyucan), este periodo es representado por un paleosuelo con horizontes 4Bg/4C con propiedades de hidromorfismo que se evidencia en los valores bajos de la susceptibilidad y las secciones delgadas, en estas últimas se observan revestimientos de goethita y minerales oscuros (manganeso) intercalados con cutanes de arcilla que, conjuntamente con la actividad biogénica, permite inferir el desarrollo de pastizales.

Los registros que apoyan la presencia de esta paleovegetación en el área se localizan en el Valle de Tehuacán donde se reporta un paleosuelo con una edad mínima de $12,990 \pm 190$ años A. P. Su análisis polínico muestra la presencia de polen arbóreo como *Pinus spp.*, *Alnus sp.*, *Quercus sp.* y *Picea sp.*, especies que constituyen un Bosque de coníferas; y vegetación herbácea representada por un alto porcentaje de *Poaceae sp.* (Canul, 2008).

Asimismo, el mismo patrón de la paleovegetación del Glacial Tardío se ha reportado para el valle de Teotihuacán (Tepexpan) donde se documentan ecosistemas cenagosos y prados húmedos dominados por vegetación herbácea, mientras que en las laderas de la cuenca se desarrolló un ecosistema forestal; coincidiendo con la pedogénesis húmeda del bosque encontrada en las superficies geomórficas más altas de la cuenca de México y con aquella ubicada en la base de la pendiente donde se desarrolló un pastizal (Solleiro et al., 2006).

Otro registro importante en la región es la secuencia lacustre de Tecocomulco donde se documenta una vegetación predominantemente de *Pinus* y en menor porcentaje *Quercus* y *Alnus*, asimismo el polen no arbóreo (*Poaceae* y *Asteraceae*) tiene porcentajes relativamente altos, las esporas de Isoetes mexicana predominan en el diagrama polínico durante el Glacial Tardío (Caballero et al., 1999).

Los fitolitos estudiados como indicadores paleoambientales en los paleosuelos del Nevado de Toluca desarrollados durante el Glacial Tardío (en un intervalo de elevaciones se ubica entre 2350 y 4680 msnm) sugieren la presencia de un bosque de coníferas en el área cohabitando con extensas áreas de pastizales (Vallejo, 2002).

6.6 HOLOCENO TEMPRANO

6.6.1 INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA

La unidad pedoestratigráfica TX1 (edad no calibrada de $9,260 \pm 50$ a. A. P.) evidencia las condiciones paleoambientales predominantes en el Holoceno Temprano, la cual se conforma por paleosuelos que presentan fuertes propiedades gléycas y reductomórficas observadas en las secciones delgadas que conjuntamente con los valores $\delta^{13}\text{C}$ que varían de -20.89‰ a -18.98‰ sugieren condiciones húmedas. La acumulación de humus oscuro en los suelos de este periodo permite añadir a las características ambientales húmedas la existencia de temperaturas frías.

La baja susceptibilidad muestra condiciones de hidromorfismo aunque también presenta un máximo en los sedimentos que reflejan la naturaleza volcánica de los mismos, asimismo permite identificar mayor cantidad de eventos erosivos que se reflejan en los altos valores de susceptibilidad.

Es importante señalar que la pedogénesis dominante en el Holoceno Temprano es similar a la que se llevo a cabo durante la etapa isotópica 3, debido a que existe una fuerte similitud entre el grado de desarrollo de ambos paleosuelos con un máximo en los procesos de acumulación de humus oscuro, iluviación de arcilla, gleyzación, estructura y porosidad biogénica.

Sin embargo, el diagrama de porcentaje de arcilla muestra dos máximos en ambos paleosuelos mientras que los valores $\delta^{13}\text{C}$ varían de -18.98‰ para el Holoceno Temprano y -26.82‰ para la etapa isotópica 3 evidenciando un cambio en la vegetación. Conjuntamente, los datos permiten deducir condiciones climáticas similares, con diferencias en la precipitación y fuerte estacionalidad pero temperaturas bajas semejantes.

Estas diferencias implican que tales similitudes se presentan únicamente en la morfología de los perfiles de la cima ya que la estabilidad geomórfica es mayor, mientras que en el valle durante el Holoceno temprano los eventos de estabilidad-inestabilidad en el paisaje se presentaron más frecuentemente.

La activación de los procesos de inestabilidad en el paisaje se debe a un ajuste fluvial a inicios del Holoceno (10,200 a. A. P), tal ajuste responde a una transición de condiciones glaciales a condiciones interglaciales que ocasionó un incremento en la descarga de los afluentes provocando incisiones geomorfológicas en el valle (Borejsza y Frederick, 2008).

Igualmente, en las áreas fluviales del Bloque Tlaxcala se han registrado pedocomplejos (suelos cumúlicos) que registran los eventos climáticos desde el Holoceno temprano (10,200 a. A. P.- edades calibradas-) hasta el Holoceno tardío (3,100 a. A. P. -edades calibradas). Los paleosuelos que corresponden temporalmente al Holoceno temprano se caracterizan por una pedogénesis de climas húmedos (generalmente presentan hidromorfismo y los valores $\delta^{13}\text{C}$ fluctúan entre -20‰ y -18‰) y fríos (permitiendo acumular humus en la matriz del suelo). Mientras que los del Holoceno medio y tardío evidencian una tendencia hacia condiciones menos húmedas (Borejsza, 2005; Borejsza y Frederick, 2008).

Los datos de esta investigación sugieren un periodo que se caracteriza por condiciones climáticas frías y relativamente húmedas a los inicios del Holoceno, esta misma tendencia es documentada por los registros glaciales; en el volcán La Malinche entre los 10,000 y 9,000 a. A. P. se documenta el avance glaciar MIII que ha sido correlacionado con el avance Mipulco I en el Iztaccíhuatl entre los 12,000 y 10,500 a. A. P y Mipulco II entre los 8,300 y 7,300 a. A. P. -edades calibradas- (Vázquez y Heine, 2004). Asimismo los registros paleolimnológicos del lago de Chalco indican un incremento en la precipitación durante el Holoceno temprano (Lozano *et al.*, 1998; Metcalfe *et al.*, 2000).

Estos registros coinciden parcialmente con los estudios paleopedológicos en el Centro de México, específicamente los de la sección Tepexpan, los cuales indican una fase de relativa humedad en los inicios del Holoceno que continúa con una clara tendencia hacia un clima más seco a finales de este periodo (Sedov *et al.*, 2009). Esta misma tendencia también se reporta en el valle de Teotihuacán evidenciada por la acumulación de carbonatos pedogénicos en las zonas de baja pendiente (Solleiro *et al.*, 2006; Cabadas, 2007).

Los registros lacustres en Tecocomulco y Chalco, indican una transición abrupta en las comunidades vegetales, desde bosques abiertos y pastizales de clima frío durante el Pleistoceno Final hacia una extensión de los bosques de coníferas (*Quercus sp.*, *Alnus sp.*, *Pinus sp.*, *Picea sp.*) en el Holoceno temprano que continua hacia condiciones más secas en el Holoceno medio (Caballero *et al.*, 1999; Lozano *et al.*, 2005).

En los sedimentos del valle Agua El Marrano localizado en el noroeste del volcán Iztaccíhuatl, los registros glaciales Mipulco I (12,000-10500 a. A. P.) y Mipulco II (8300-7300 a. A.P.) conjuntamente con los registros polínicos permitieron establecer la fluctuación de la línea de bosque. El diagrama de polen documenta el establecimiento de los pastizales alpinos en el Holoceno temprano (10,900 a. A. P. -edad calibrada-) que permanecen hasta los 7,200 a. A. P. -edad calibrada- sugiriendo condiciones más frías que las actuales; el desarrollo del bosque de coníferas entre los 7,200 y 6,500 a. A. P -edades calibradas- muestra un aumento en la temperatura posterior al avance glacial Mipulco II y un clima más húmedo en el Altiplano Central (Lozano y Vázquez, 2005).

6.6.2 RECONSTRUCCIÓN DE LA PALEOTOPOSECUENCIA DEL HOLOCENO TEMPRANO

El Holoceno temprano esta representado por la unidad pedoestratigráfica TX1 ($9,750 \pm 50$ a. A. P. - edad no calibrada-) que se caracteriza por presentar condiciones climáticas frías y húmedas, pero también por una vegetación predominante que es posible inferir a partir las características morfológicas que muestra cada paleosuelo. La distribución de la vegetación en el paisaje se deduce a través de las propiedades polimórficas que corresponden a las diferencias topográficas de la zona (FIGURA 29).

En el perfil Tlalpan C (cima) las propiedades paleopedológicas y micromorfológicas (iluvación de arcilla, acumulación de humus oscuro, gleyzación, estructura y porosidad biogénica) concuerdan con los modelos existentes de pedogénesis de ecosistemas forestales.

En la pendiente (perfil La Concepción C) se desarrolló un bosque más húmedo proveyendo una combinación de menor iluvación con superficies gléycas típicas de condiciones hidromórficas, los valores $\delta^{13}\text{C}$ evidencian una combinación de vegetación C3 y C4.

La base de la pendiente (perfil Huexoyucan) está representada por un Fluvisol que se caracteriza por presentar rasgos gléycos que indican que el fondo del valle se encontraba a menudo saturado de agua. Sin embargo, la iluvación de arcilla y el desarrollo de una estructura biogénica indicativa del crecimiento de raíces y una intensa actividad de microfauna atestiguan temporadas en las que el suelo se drenaba libremente.

Asimismo en las áreas fluviales hacia el noroeste del Bloque Tlaxcala se ha documentado una paleovegetación predominantemente de pastizal bajo la cual se desarrollo un suelo muy biogénico y orgánico (Borejsza y Frederick, 2008).

En la cuenca alta de Tlaxcala en la unidad pedoestratigráfica TX1 ($9,750 \pm 50$ a. A. P. -edad no calibrada-) se ha registrado material lítico del paleolítico superior (García, 1973) que tiene una cronología bien definida (11,000 a. A. P.), por lo que es probable que las poblaciones humanas tempranas se hayan asentado desde el Holoceno temprano en la región.

6.7 INTERPRETACIÓN PALEOCLIMÁTICA DEL HOLOCENO MEDIO Y RECONSTRUCCIÓN DE LA TOPOSECUENCIA ACTUAL

El Holoceno medio es un periodo de menor humedad (Metcalf et al., 2000), el cual se ve reflejado en la acumulación de carbonatos en el horizonte B y valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ del humus que puntualiza la presencia de plantas tipo C4 y CAM. Ambos aspectos se relacionan con condiciones climáticas semiáridas (vegetación xerofita en las cuevas y la parte más baja del valle).

En Tlaxcala tanto la presencia de carbonatos pedogénéticos, los valores $\delta^{13}\text{C}$ de los suelos modernos indican una vegetación dominada por plantas tipo C4 en un 65%, así mismo Lauer (1979) menciona para la región un incremento de la temperatura hasta de 2° permitiendo la formación del suelo fBo3 el Volcán La Malinche reportado por Heine (1973).

El Holoceno Tardío es un periodo con fuertes modificaciones antrópicas en el ambiente desde el Formativo temprano (1600 a. A. C a 200 a. D. C.) hasta la actualidad (Borejza et al., 2008), lo cual es observado por la acumulación de artefactos (cerámica y lítica) en el suelo moderno. La similitud de los valores $\delta^{13}\text{C}$ (-17.18) con los reportados para el Valle de Teotihuacán permite inferir su fuerte modificación antrópica o un incremento en la erosión natural.

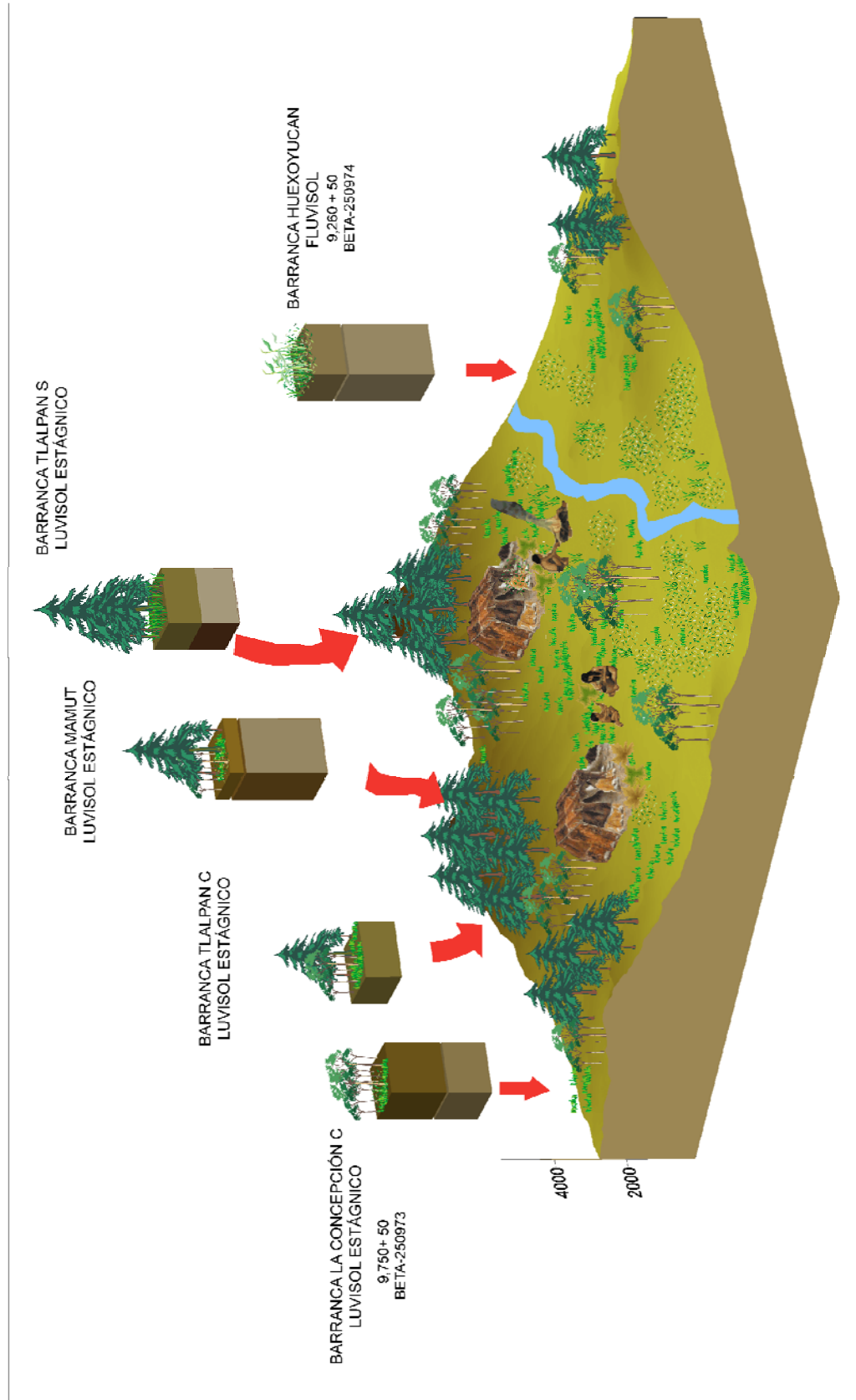


FIGURA 29. Reconstrucción de la paleotoposecuencia presente en el Holoceno Temprano a partir del análisis paleopedológico del Bloque Tlaxcala (unidad pedostratigráfica TX1 con una edad no daibrada de 9, 750 +/- 50 a. A. P.)

El suelo moderno (FIGURA 30) en cada uno de los perfiles no presenta fuertes rasgos edafogénéticos, ya que se observan en las secciones delgadas evidencias de erosión como laminaciones y pápulas, lo cual se asocia con el cultivo y la deforestación son actividades que han estado presentes al menos durante los últimos 3000 años (McClung et al., 2005; Borejsza et al., 2008)

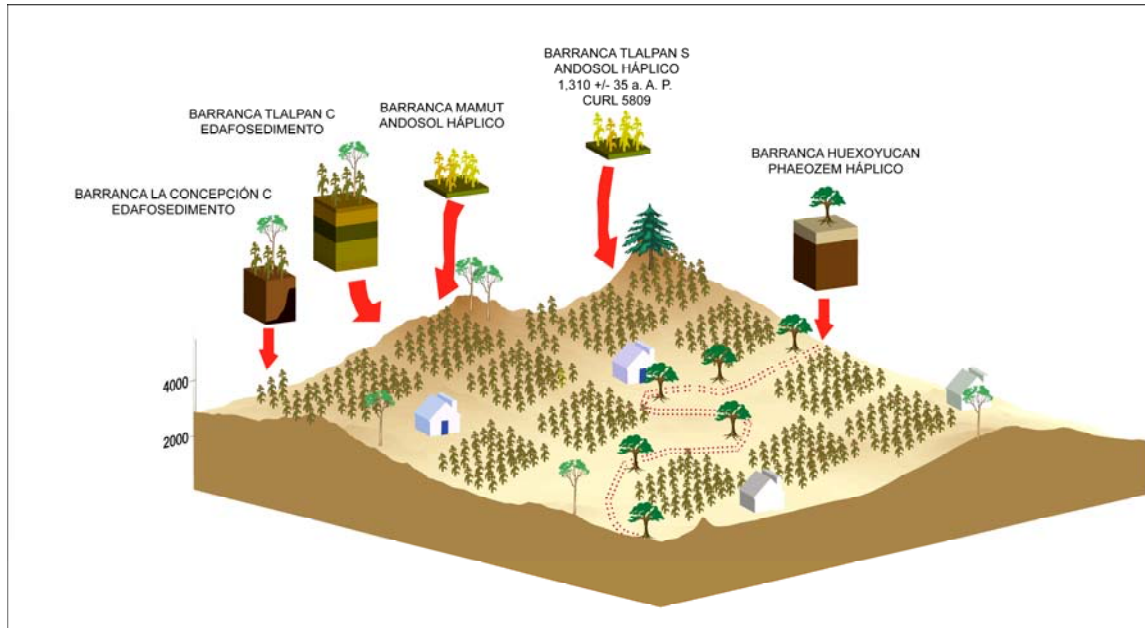


FIGURA 30. Reconstrucción de la Toposecuencia del Holoceno tardío en el Bloque Tlaxcala a partir del análisis pedológico del suelo moderno (edad no calibrada de 1,310 +/- 35 a. P.)

6.8 DISTRIBUCIÓN Y CORRELACIÓN DE LOS PALEOSUELOS DEL BLOQUE TLAXCALA

La correlación de los suelos y paleosuelos del Bloque de Tlaxcala con otros registros paleopedológicos del Centro de México se realizó con base en los fechamientos de cada una de las unidades pedoestratigráficas, así como en el conjunto de sus propiedades. En la TABLA 3 se muestra un esquema general sobre las correlaciones entre las unidades TX1, TX1a, TX1b y TX2 con otros registros paleopedológicos y estratigráficos.

El suelo moderno posee evidencias de los periodos culturales desde el Formativo hasta el Histórico, el cual puede correlacionarse con los registros de

las secuencias aluviales del Noreste de Tlaxcala (Borejsza, 2006); así como con los paleosuelos encontrados en Teotihuacán (Rivera, 2009) y el área de Texcoco (Cordova, 1997). Asimismo, para este mismo periodo Bryan (1948) define dos unidades de suelo que denomina Azteca y Teotihuacano; que correlaciona con la Formación Nochebuena que define Mooser (1956) para la Cuenca de México.

Los registros paleopedológicos de la Cuenca de México incluyen tanto el Holoceno Medio como Temprano ambos ubicados en la localidad de Tepexpan (Sedov et al., sujeto a publicación); los paleosuelos pertenecientes al Holoceno Medio (Fluvisol calcáreo y Cambisol flúvico) puede relacionarse tanto por edad relativa como por características pedogenéticas (acumulación de carbonatos) con la Formación Caliche Barrilaco (Mooser 1956) la cual se establece para un período de 7,500 a 4, 500 años antes del presente (Bryan, 1948).

La unidad TX1 con edades de 9,260 y 9,750 puede correlacionarse temporalmente con el avance glacial MIII y la formación del paleosuelo fBo3 en el Volcán La Malinche, ambos establecidos entre los 10, 000 años y 8,000 años antes del presente (Lauer, 1979) correspondiendo así con los inicios del Holoceno.

Las unidades TX1b y TX1a son el registro de la etapa isotópica dos (EIO2) que comprende el Último Máximo Glacial y el Glacial Tardío respectivamente (Sedov et al., 2009); este período (EIO2) es el mejor documentado en el Altiplano Central debido al amplio desarrollo de paleosuelos.

TX1a se ha correlacionado en estudios anteriores con el paleosuelo fBo2 y TX1a también corresponde con el avance glacial MII del Volcán La Malinche (Sedov et al., 2009). Esta unidad también es posible relacionarla con los registros del Nevado de Toluca específicamente los paleosuelos PT0 y PT1 que aunque no correspondan temporalmente a la unidad TX1a se han asociado con

el Pleistoceno Terminal ó Glacial Tardío (Sedov et al., 2001). Asimismo, es posible relacionar esta unidad con los paleosuelos de los perfiles Maseca (11, 160) y Cerro Gordo (18,740), así como el paleosuelo clasificado como un Albeluvisol desarrollado en el Glacis de Buenavista (Solleiro et al., 2003).

La unidad pedoestratigráfica TX1b corresponde al Último Máximo Glacial. Se correlaciona con el paleosuelo fB01 documentado por Heine (1973). Las edades de la unidad TX1b también permiten asociarla con la Formación Caliche Morales en el Altiplano y con el paleosuelo (PT2) desarrollado del Nevado de Toluca (Solleiro et al., 2004). Finalmente, la unidad TX2 puede asociarse con el avance glacial MI del Volcán La Malinche, la Formación Barrilaco en el Centro de México y el paleosuelo PT3 (38,700) del Nevado de Toluca.

BLOQUE TLAXCALA UNIDADE PEDOESTRATIGRÁFICA	MALINCHE (Lauer, 1979)	CENTRO DE MÉXICO (Bryan, 1948)	NEVADO DE TOLUCA (Solleiro et al., 2004; Jasso, 2007)	VALLE DE TEOTIHUACAN (Solleiro et al., 2006; Rivera et al., 2009)	GLACIS DE BUENAVISTA (Solleiro et al., 2003; Díaz, 2008)	
H O L O C E N O	ANDOSOL HÁPLICO 1,310 + 35 CURL5809	ANDOSOL	SUELO NEGRO AZTECA Y TEOTIHUACANO	ANDOSOL HÁPLICO (3,435 + 50)	CAMBISOL (2890+60)	ANDOSOL
	SUELO CALAVERAS (Borejsza, comunicación personal)			LUVISOL (2320)	VERTISOL (2980)	
				TEPEXPAN FLUVISOL (5650 + 40)		
	TX1 LUVISOL ESTÁGNICO 9,260 + 50 BETA-250974 9,750+ 50 BETA-250973	fB03	BARRILACO	FLUVISOL TEFRÍCO (10,070 + 40)		
P L E I S T O C E N O	TX1a GLEYSOL 16,820 + 70 BETA 233847	fB02	FORMACIÓN BECERRA SUPERIOR	PT0 ANDOSOL LÍTICO (11,595 + 180)	LUVISOL ESTÁGNICO (11,160 + 60)	ALBELUVISOL (12,160 + 140)
			CALICHE ARMENTA	PT1 CAMBISOL ANDICO (13,870 + 180)		
	TX1b LUVISOL ESTÁGNICO 22,070 + 120 BETA 233848 26,525 + 1180 HV 24874	fB01	FORMACIÓN BECERRA INFERIOR		LUVISOL CRÓMICO (18,740 + 150)	
	TX2 LUVISOL ESTÁGNICO 38,160 + 5880 IGAN-2341 46,320 + 870 BETA-250975			FORMACIÓN TACUBAYA	PT2 ANDOSOL MOLLICO (27,900 + 500)	
			PT3 ANDOSOL MOLLICO (38,700 + 600)			
			SEDIMENTO ORGÁNICO (TURBA) 48,000 a. A. P.			

TABLA 2. Correlación de las unidades pedoestratigráficas con los registros paleopedológicos del Centro de México

CONCLUSIONES

VII. CONCLUSIONES

1. La correlación con estudios paleopedológicos previos permiten observar condiciones climáticas regionales, las cuales presentan una tendencia clara hacia condiciones climáticas secas. En el Pleistoceno se desarrollan “paleo-luvisoles” con rasgos vérticos evidenciando un clima con oscilaciones entre condiciones frías-húmedas y secas, hacia el Último Máximo Glacial los “Luvisoles” presentan características más uniformes de lo cual se puede inferir un clima húmedo y frío más uniforme.

Las características de un clima contrastante en el Glacial Tardío se ven reflejas en los Gleysoles desarrollados en Tlaxcala, así como el desarrollo de Albeluvisoles evidenciando un incremento considerable en la humedad y frío severo. Así como el desarrollo de luvisoles con propiedades estagnicas.

Los paleosuelos del Holoceno Temprano se han clasificado como Luvisoles con propiedades estagnicas propios de un clima húmedo y frío; en el Holoceno medio las condiciones las condiciones hacia un clima más seco se evidencian a partir de la formación de carbonatos pedogénicos.

2. La distribución de los ecosistemas se deduce a partir de las propiedades morfológicas, químicas y micromorfológicas. En la Barranca Tlalpan se registra un ecosistema forestal, así como en la Barranca Mamut. La paleovegetación en la Barranca Concepción fluctúa entre un ecosistema forestal y el desarrollo de pastizales y, finalmente en la Barranca Huexoyucan se desarrollaron pastizales extensos. Este patrón de la distribución de la paleovegetación fluctúa en cada período de cambio en el clima:

- a. En la etapa isotópica de oxígeno 3 ($46,320 \pm 870$ a. A. P. -edad no calibrada-) se presenta una configuración de suelos Luvisol estagnico – Luvisol estagnico con propiedades vérticas – Fluvisol hístico, evidenciando ecosistemas forestales (*Quercus sp.*, *Pinus sp.* y *Alnus sp.*), los cuales en las laderas son abiertos permitiendo el crecimiento de áreas de pastizal (*Poaceae*, *Chenopodaceae*-*Amarantaceae*). En la base de la pendiente se desarrolla un pantano con taxa acuática (*Botriococcus*, *Zygnema*, *Debarya*, *Spyrogira*) y esporas de helechos (*Polypodium* y *Triletes*).
- b. El Último Máximo Glacial por Luvisol estagnico – Luvisol estagnico – Fluvisol mostrando un ecosistema forestal abierto desde la cima hasta la pendiente del paisaje y el desarrollo de amplios pastizales en las planicies.

El Glacial Tardío está constituido por Gleysoles desarrollados bajo un ecosistema forestal en la cima. En este periodo el desarrollo de pastizales se incrementa distribuyéndose en la pendiente hasta su base.

- c. En el Holoceno Temprano se documenta un arreglo de paleosuelos Luvisol estagnico – Luvisol estagnico – Fluvisol, los cuales se desarrollaron en un ecosistema forestal desde la cima hasta la pendiente, en la pendiente el bosque es abierto permitiendo el crecimiento de pastizales hasta la base de la pendiente.
- d. El Holoceno Medio está registrado en la secuencia Tepexpan, el paleosuelo que representa este periodo es un Fluvisol Téfrico, el cual indica una pedogénesis de áreas secas, permitiendo inferir el desarrollo de pastizales (xerofitas).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACOSTA, O. G

2008 La cueva de Santa Marta y los cazadores-recolectores del Pleistoceno final - Holoceno temprano en las regiones tropicales de México. Tesis de Doctorado, Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, 190 pp.

AEPPLI, H. y E. SCHÖNHALS

1973 "Los suelos de la Cuenca Puebla-Tlaxcala". Comunicaciones 7, pp. 15-19.

1975 **Los suelos de la cuenca de Puebla-Tlaxcala: investigaciones acerca de su formación y clasificación.** Franz Steiner, Wiesbaden.

AL-SUWAIDI, M., B. C. Ward, M.C Wilson, R. J. Hebda, D. W. Nagorsen, D. Marshall, B. Ghaleb, R. J. Wigen and R. J. Enkin

2006 "Late Wisconsinan Port Eliza Cave Deposits and Their Implications for Human Coastal Migration, Vancouver Island, Canada". Gearqueology: An International Journal, Vol. 21, No. 4. pp 307-332

ARELLANO, A.

1953 (a) "Estratigrafía de la Cuenca de México", en Memoria del Congreso Científico Mexicano, vol. 3 (México, 1953), pp. 172-186.

1953 (b) "Datos geológicos sobre la antigüedad del hombre en la Cuenca de Méjico". Memoria del Segundo Congreso Mexicano de Ciencias Sociales, Tomo V (sobretiro). México, D. F. pp. 220-25.

BIRKELAND, P. W.

1984a **Soils and geomorphology.** Oxford University Press, New York. USA, pp. 372

1984b "Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand". Geoderma 34, pp. 115-134

1990 "Soil-geomorphic research - a selective overview". Geomorphology, 3. Elsevier Science Publishers, Amsterdam Holland. Pp. 207-224

BOCKHEIM, J. G., A. N. GENNADIYEV, R. D. HAMMER and J. P. TANDARICH

2005 "Historical development of key concepts in pedology". Geoderma, 124. pp. 23-36

BOCKHEIM J. G., G. MAZHITOVA, J. M. KIMBLE and C. TARNOCAI

2006 "Controversies on the genesis and classification of permafrost-affected soils". Geoderma vo. 137, pp. 33-39

BOND, G., W. BROECKER, S. JOHNSE, J. McMANUS, L. LABEYRIE, J. JOUZEL and G. BONANI.

1993 "Correlations between climate records from North Atlantic sediment and Greenland ice". Nature 365, pp. 143-147

BOREJSZA, A.

2005 "Evolución de las Barrancas Tlaxcaltecas durante el Holoceno: Registros aluviales del cambio climático y el uso agrícola de las laderas". Libro de resúmenes y guías de excursiones del Symposium Interdisciplinario: Cambios ambientales recientes y pasados en el Estado de Tlaxcala. División de Investigación y Posgrado FES-IZTACALA UNAM y Unión Mexicana para Estudios del Cuaternario, pp. 17-18

BOREJSZA, A. and C.D. FREDERICK

2008 "Fluvial response to Holocene climate change in low-order streams of central Mexico". *Journal of Quaternary Science*.

BOREJSZA, A., I. RODRIGUEZ LOPEZ, C.D. FREDERICK and M.D. BATEMAN,
2008 "Agricultural slope management and soil erosion at La Laguna, Tlaxcala, Mexico". *Journal of Archaeological Science* 35, pp. 1854-1866

BRADBURY P. J.
1989 "Late Quaternary Lacustrine paleoenvironments in the Cuenca of Mexico ". *Quaternary Science Review* 8, pp. 75-100

1997 "Sources of glacial moisture in Mesoamerica". *Quaternary International* 43, pp. 97-110

2000 "Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and human" *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 263 pp. 69-95

BRADLEY, R. S.
1999 *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, 2da. Ed., San Diego, Academic Press, 613 pp.

BRONGER, A. and J.A. CATT
1989 "Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation". *Catena Supplement* 16, pp. 1-8.

1998 "The Position of Paleopedology in Geosciences and Agricultural Sciences". *Quaternary International* 51 pp. 87-93

BRYAN, K.
1948 "Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en con los cambios climáticos". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XIII, pp. 1-20. México, D. F.

1953 "Comentario e intento de correlación con la cronología glacial". *Memoria del Segundo Congreso Mexicano de Ciencias Sociales*, Tomo V (sobretiro). México, D. F. pp. 220-25.

BULLOCK P. N. FEDOROFF, A. JONGERIUS, G. STOOPS, T. TURSINA and U. BABEL
1985 *Hanbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, Wolverhampton, Ukraina pp. 152

BURROUGHS, W. J.
2005 *Climate change in prehistory. The end of the región of chaos*. Cambridge University Press, New York USA. pp. 356

CABADAS, H.
2007 Paleosuelos del Centro de México como indicadores de cambios ambientales ocurridos durante los últimos 30,000 años. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 105pp.

CABALLERO M. M.
1997 "Reconstrucción paleolimnológica del Lago de Chalco, México durante el Último Máximo Glacial -el registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A. P.". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14-1, pp. 91-100

CABALLERO M., and ORTEGA

- 1998 "Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City". ***Quaternary Research*** 50 pp. 69-79
- CABALLERO M., G. S. LOZANO, B. ORTEGA, J. URRUTIA and J. L. MACÍAS
1999 "Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico for the last 50,000 years". ***Journal of Paleolimnology*** no. 22, pp. 399-411.
- CABALLERO M., G. VILA CLARA, A. RODRÍGUEZ and D. JUÁREZ
2001 "Short term climatic change in lake sediments from lake Alchichica, Cuenca Oriental, México". ***Geofísica Internacional*** 33 pp. 201-220
- CARRASCO N. G., L. SIEBERT, R. DÍAZ, L. VÁZQUEZ, L. CAPRA
2009 "Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt". ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.08.010
- CANUL MONTAÑEZ M. E.
2008 Reconstrucción paleoclimática (Cuaternario Tardío) de la porción occidental del Valle de Tehuacán, Puebla, México: estudio palinológico. Instituto de Ecología. Tesis de Maestría UNAM
- CARBONELL E. (COORD.)
2005 **Homínidos: Las primeras ocupaciones de los continentes**. Editorial Ariel, Barcelona España. pp. 780
- CARNEIRO, A., D. SSSCHWARTZ, S. H. TATUMI and T. ROSIQUE
2002 "Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Fases during the Late Pleistocene-Holocene". ***Quaternary Research*** 58, pp. 205-209.
- CASTILLO CERÓN J. M., M. Á. CABRAL PERDOMO y V. BRAVO CUEVAS
2005 "Vertebrados Cuaternarios de la Región Puebla Tlaxcala" Libro de resúmenes y guías de excursiones del Symposium Interdisciplinario: Cambios ambientales recientes y pasados en el Estado de Tlaxcala. División de Investigación y Posgrado FES-IZTACALÁ UNAM y Unión Mexicana para Estudios del Cuaternario, pp. 11-12
- CATT, J. A
1986 "Relict properties in soils of the central and north-west european températe región". ***Catena Supplement*** 16, pp. 41-58
- 1990 "Paleopedology manual". ***Quaternary International*** 6, pp. 1-95
- CERLING, T. E., J. QUADE, and Y. WANG
1989 "Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators". ***Nature*** 341, pp. 138- 139.
- COLINVAUX P. A.
1996 "Reconstructing the environment". En: American beginnings. The prehistory and palaeoecology of Beringia. West, Frederick Hadleigh (ed.). The University of Chicago Press, USA. pp. 576
- CORNWELL I. W.
1970 "Geology and Early Man in Central Mexico". ***American Antiquity*** 49 pp. 379-391
- DAHMS D. and V. HOLLIDAY

1998 "Soil taxonomy and paleoenvironmental reconstruction: a critical commentary". ***Quaternary International*** 51/52, pp. 109-114

DE TERRA, H.

1948 "Historia del Valle de México en las postrimerías del Cuaternario en relación con el hombre prehistórico". ***Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana***. Tomo XVIII, pp. 77-79

DÍAZ ORTEGA J.

2008 Cambios ambientales y dinámica erosiva en el Glacis de Buenavista Morelos, en el Cuaternario Tardío: registros paleoecológicos. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 122 pp.

DIXON, J.

1983 "*Pleistocene proboscidean fossil from the Alaskan continental shelf*". ***Quaternary Research*** 20. pp. 113-119

1999 **Bones, Boats & Bison . Archaeology and the First Colonization of Western North America**. Albuquerque, The University of New Mexico Press. pp. 322

DODONOV, A. E. and L.L. BAIGUSINA

1995 "Loess stratigraphy of Central Asia: paleoclimatic and palaeoenvironmental aspects". ***Quaternary Science Reviews*** 14, pp. 707-720.

DOKUCHAEV, V. V.

1883 Rusky Chernozem. Russkaya Kollektziya (en ruso) 2008

ERFFA VON A., W. HILGER, K. KNOBLICH and R. WEYL

1976 "Geología de la cuenca altade Puebla-Tlaxcala y sus contornos". ***Comunicaciones*** 13, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 99-118

FANNING, Delvin S. and Mary C. B. FANNING

1989 **Morphology, genesis, and classification**. John Wiley and Sons. New York. USA. 395 pp.

FÉDOROFF, N.

1997 "Clay illuviation in Red Mediterranean soils". ***Catena*** 28, pp. 171-189

FINK, J.

1954 Die fossilen Bidden im iisterreichischen loss. Science, The National Academy of Sciences of the USA no. 6,pp. 85-108.

FOLKOFF M. E. and V. MEENTEMEYER

1985 "Climatic Control of the assemblages of secondary clay minerals in A-horizon of United State Soils". ***Earth Surface Proceses and Landforms*** 10, pp. 621-633

FOLLMER I. Robert

1998 "A Scale for Judging degree of Soil an Paleosol Development". ***Quaternary International*** v. 51 no. 25 pp. 12-15

FORMAN, S. L. and J. PIERSON

2002 "Late Pleistocene Luminiscence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi river valleys, United States". ***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*** 156, pp. 25-46.

GARCÍA-BARCENA

2007 "La Cuenca de México. Etapa Lítica (30,000 a 2,000 a A. C.). Los primeros pobladores". ***Arqueología Mexicana***. Julio-Agosto, vol. xv, no. 86

GARCÍA C. A.

1973 "Una punta acanalada en el Estado de Tlaxcala, México". ***Comunicaciones*** 9, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 39-42

GERRARD, J.

1992 **Soil geomorphology. An integration of pedology and geomorphology**. Chapman and Hall, London. G. B. 269 pp.

GOLDBERG P. and R. I. MACPHAIL

2006 **Practical and Theoretical Geoarchaeology**. Blackwell Science Ltd, Oxford USA, pp. 441

GONZÁLEZ Q. L. y M. M. FUENTES

1980 "El Holoceno en la porción central de la Cuenca del valle de México. ***Memorias del III Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología. Colección Científica 86***. Instituto Nacional de Antropología e Historia, pp. 195-200.

GRIMLEY D. A.

1998 "Pedogenetic Influences on Magnetic Susceptibility patterns in Loess-Paleosols sequences of Southwestern Illinois". ***Quaternary International*** 51 pp. 51-55

GUENTHER W. Ekke y Horst BUNDE

1973 "Las investigaciones geológicas y paleontológicas en México durante los años 1965 a 1969" ***Comunicaciones*** 7, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 19-21

GUILLET B., ROUILLER J., and B. SOUCHIER

1988 "The ^{14}C dates and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of soil organic matter as a means of studying the past vegetation in intertropical regions: example from Colombia (South America)". ***Paleogeography, Paleoclimat and Paleoecology*** 65, pp. 223-245

HASSAN F. A.

1979 "Geoarchaeology: The Geologist and Archaeology". ***American Antiquity*** 44 (2), pp. 267-270. Society for American Archaeology

HAYNES V. C. Jr

2008 "Younger Dryas *Black Mats* and the Rancholabrean termination in North America". ***PNAS*** v.105 no. 18, pp. 6520-6525. The National Academy of Sciences of the USA

HEINE, K.

1973 "Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México". ***Comunicaciones***, Proyecto Puebla- Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica (7) pp. 51-58

1984 "Comment on Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence by Sidney E. White and Salvatore Valastro, Jr". ***Quaternary Research***, 22 pp. 242-246.

1994 "The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event?". ***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*** 112, pp. 113-123).

2000 "Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records". *Quaternary International* 72, pp. 7-21.

HOLLIDAY, V.

1985 "Early and Middle Holocene Soils at the Lubbock Lake Archaeological site, Texas", *Catena* 12 pp. 61-78

1992 **Soils in Archaeology. Landscape Evolution and Human Occupation.** Washington: Smithsonian Institution Press, pp. 254

IRIONDO, M. H.

1997 "Models of Deposition of Loess and Loessoids in the Upper Quaternary of South America". *Journal of South American Earth Sciences* 10, pp. 71-79.

JASSO, C.

2007 La memoria de los paleosuelos del Nevado de Toluca: Un registro de estabilidad geomórfica y cambio ambiental durante el Cuaternario Tardío. Tesis de Doctorado Instituto de Geología UNAM, pp. 91

JASSO, C., S. SEDOV, E. SOLLEIRO y J. GAMA

2002 "El desarrollo de los paleosuelos como índice de la estabilidad del paisaje. Un ejemplo del Centro de México". *Boletín del Instituto de Geografía*, 47. Investigaciones geográficas, UNAM. Pp. 20-35

JENNY, H.

1941 Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. McGRAW-HILL BOOK COMPANY. New York and LONDON pp. 281

KLINK H.

1973 "La división de la vegetación natural en la región Puebla- Tlaxcala" *Comunicaciones* 7, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 25-31.

KRAMER, K. and H. LANGE-BERTALOT

1991 Süßwassweflora von Mitteleuropa 2: Bacillariophyceae 2/1 - 2/4. Gustav Fisher Verlag, NY 2/1, 876 pp; 2/2, 596 pp; 2/3, 576 pp, 2/4, 437 pp.

KUKLA, G.

1987 "Loess stratigraphy in Central China". *Quaternary Science Reviews* 6, pp. 191-219

KUKLA, G. and V. CÍLEK

1996 "Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, pp.171-194.

LACHNIET M. S. and VÁZQUEZ S. L.

2005 "Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International* no. 138-139, pp. 129-144

LAUER, W. and E. STIEHL

1973 "La Clasificación del Clima en la Región Puebla- Tlaxcala". *Comunicaciones*, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Fundación Alemana para la Investigación Científica, 7, pp. 31 - 35.

- 1979 "Medio ambiente y desarrollo cultural en la región Puebla-Tlaxcala". ***Comunicaciones***, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Fundación Alemana para la Investigación Científica, 16, pp. 29-47.
- LEIGH, D. S. and J. C. KNOX
1994 "Loess of the Upper Mississippi Valley Drifless Area". ***Quaternary Research*** 42, pp. 30-40
- LERMO-SAMANIEGO, J. and I. BERNAL-ESQUIA
2006 "Zonificación sísmica del estado de Tlaxcala, México". ***Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana***, número especial de geología urbana, tomo LVIII, num. 2, pp. 215-221.
- LEWIS R. O.
1981 "Use of opal phytoliths in paleoenvironmental reconstruction". ***Journal Etnobiology*** vol. 1, pp. 181-185
- LORENZO, J. L.
1956 "Notas sobre la arqueología y cambios climáticos en la Cuenca de México". ***La Cuenca de México. Consideraciones geológicas y arqueológicas***. Federico Mooser, Sydney E. White y José Luis Lorenzo (Coord.). Dirección de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia. México, D. F. pp. 29-51
1958 "Una hipótesis paleoclimática para la cuenca de México". ***XXXI Congreso Internacional de Americanistas***. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D. F. pp. 579-84.
1962 **LOS GLACIARES DE MÉXICO**. Instituto de Geofísica UNAM PP. 138
- LOWE, J.J. and M.J. C. WALKER
1984 **Reconstructing Quaternary Environments**. Longman Group Ltd, segunda edición, Hong Kong, 446 pp.
- LOZANO GARCÍA, M.S. and B ORTEGA GUERRERO
1994 "Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico" ***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*** 109, pp.177-191.
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, PP. 77-93
- LOZANO GARCÍA, M.S., B. ORTEGA GUERRERO, M CABALLERO MIRANDA, J. URRUTIA FUCUGAUCHI
1993 "Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico". ***Quaternary Research*** 40, pp. 332-342.
- LOZANO-GARCÍA M. S. and L. VÁZQUEZ SELEM
2005 "A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, Central Mexico". ***The Holocene*** 15, pp. 299-338
- LOZANO GARCÍA M. S. and M. S. XELHUANTZI LÓPEZ
1997 "Some Problems in the Late Quaternary Pollen Records of Central Mexico: Basins of Mexico and Zacapu" ***Quaternary International*** 43/44 pp. 117-123
- LOZANO GARCIA M. S., M. S. XELHUANTZIN LÓPEZ y E. MARTINEZ HERNÁNDEZ

- 1996 "Metodología, alcances y limitaciones del análisis palinológico del Cuaternario en México". En: Investigaciones recientes en Paleobotánica y Palinología. Instituto Nacional de Antropología e Historia Colección Científica 294, pp. 77-90.
- MACPHAIL R. I. and J. M. MCAVOY
 2008 "A Micromorphological Analysis of Stratigraphic Integrity and Site Formation at Cactus Hill, an Early Paleoindian and Hypothesized Pre-Clovis Occupation in South-Central Virginia, USA". ***Geoarchaeology: An International Journal*** vol. 23 no. 5, pp. 675-694
- MAHER, B. A.
 1998 "Magnetic Properties of Modern Soils and Quaternary loessic Paleosols: Paleoclimatic Implications" ***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*** vol. 137 pp. 25-54
- MARTÍNEZ LÓPEZ L., M. R. FERNÁNDEZ BARAJAS y A. REYES MATA
 2005 "Vertebrados fósiles de la Barranca Huexoyucan, Tlaxcala" Libro de resúmenes y guías de excursiones del Symposium Interdisciplinario: Cambios ambientales recientes y pasados en el Estado de Tlaxcala. División de Investigación y Posgrado FES-IZTACALA UNAM y Unión Mexicana para Estudios del Cuaternario, pp. 35-38
- MASON, F.
 2001 "Transport Direction of Peoria Loess in Nebraska and Implications for Loess Sources on the Central Great Plains". ***Quaternary Research*** vol. 56, pp. 79-86.
- MEHRA, O.P. and M.L. JACKSON
 1960 "Iron oxide removal from soils and calix by a dithionite-citrate system buffered by sodium bicarbonate". En: Proceedings 7th, National Conference on Clays and Clay Minerals, National Academy of Science, Natural Research Council Publication, pp. 317-327.
- METCALFE S. E., S. J. DAVIS, J. D. BRAISDY, M. J. LENG, A. J. NEWTON, N. L. TERRETT and S. L. O'HARA
 2007 "Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, Central Mexico" ***Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*** no. 247, pp. 272-295
- METCALFE S. E., S. L. O'HARA, M. CABALLERO and S. J. DAVIES
 2000 "Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico: a review", ***Quaternary Science Research*** vol. 19, pp. 699-721
- METCALFE S. E., F. PERROTT, A. BROWN, R.B. HALES, R. A. PERROT and F. M. STEININGER
 1989 "Late Holocene human impact on lake basins in central Mexico". ***Geoarchaeology*** vol. 4, pp. 119-141
- MOOSER, F.
 1975 "Historia geológica de la Cuenca de México". Memorias de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal, México D.F., Departamento del Distrito Federal, Tomo I, pp. 7-38.
- MOOSER, F., A. MONTIEL y A. ZUÑIGA,
 1996 "Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos". Comisión Federal de Electricidad 1937-1996, México. Carta Texcoco (5b).
- MORRISON, R. B.,

- 1978 "Quaternary Soil Stratigraphy-Concepts, Methods, and Problems" *Quaternary Soils: GeoAbstracts*, 77-108. Mahanay, W.C.(ed.),
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS
2000 Munsell Color Greta G. Macbeth. New Windsor, NY.
- NARCISI, B.
2000 "Late Quaternary Eolian Deposition in Central Italy". *Quaternary Research* 54, pp. 246-252
- NIEDERBERGER, C. B.
1969 "Paleoecología humana y playas lacustres post-pleistocénicas en Tlapacoya". *Boletín I.N.A.H.* 37. Instituto Nacional de Antropología e Historia. México, D. F. pp. 19-24.
- OHNGEMACH, D. and H. STRAKA
1978 "La historia de la vegetación en la región Puebla-Tlaxcala durante el cuaternario tardío". *Comunicaciones 15*, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 189-204.
1989 "Late Quaternary vegetation of the Mexican Highland". *Plant Systematics and Evolution* 162, pp. 115-132
- ORTEGA G., B., S. SEDOV, E. SOLLEIRO and A. SOLER
2004 "Magnetic mineralogy in Barranca Tlalpan exposure paleosols, Tlaxcala, Mexico". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21(1), pp. 120-132
- ORTEGA G., B., R. THOMPSON and F.J. URRUTIA
2000 "Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, Central Mexico, and their palaeoenvironments implications". *Journal of Quaternary Sciences* 15, 127-140.
- PATRICK, R. and C.W. REIMER
1966 **The diatom flora of the United States** Vols. I and II/1. Monographs of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia No. 13. pp 688.
- PINSON, A.O.
2008 "Geoarchaeological Context of Clovis and Western Stemmed Tradition Sites in Dietz Basin, Lake County, Oregon". *Geoarchaeology: An International Journal* 23 (1), pp. 63-106
- PIPERNO, D.R. and P. BECKER
1988 **Phytolith Analysis: An Archaeological and Geological Perspective**. Academic Press, Inc. San Diego, pp. 280
1996 "Vegetational History of a Site in the Central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soil". *Quaternary Research* 45, pp. 202-209
2006 **Phytoliths a compressive guide for archaeologists and paleoecologists**. Altamira Press U.S.A pp. 238
- PORTA, J., M. LÓPEZ-ACEVEDO y C. ROQUERO.
1994 **Edafología. Para la agricultura y el medio ambiente**. Ediciones Mundi. Madrid, España 807 pp.
- QUADE, Jay, Richard M. FORESTER, William L. PRATT and Claire CARTER
1998 "Black Mats, Spring-Red Streams, and Late Galcial Age Recharge in Southern Great Basin" *Quaternary Research* 49, pp. 129-148

- RAPP, G. and C. L. HILL
 2006 **Geoarchaeology. The Earth-Science Approach to Archaeological Interpretation.** Segunda Edición. Yale University Press, New Haven and London pp. 339
- RETALLACK, G. J.
 1990 **Soils of the past. An introduction to paleopedology.** Blackwell Science. U. K. 404 pp.
- 1998 "Core concepts of paleopedology". ***Quaternary International***, 51. pp. 203-212
- RIVAS ORTIZ J. F.
 2003 Propiedades magnéticas de los paleosuelos cuaternarios del Nevado de Toluca y su aplicación en la reconstrucción paleoambiental. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 135pp
- RIVAS, J., B. ORTEGA, S. SEDOV, E. SOLLEIRO and S. SYCHERA
 2006 "Rock magnetism and pedogenetic processes in Luvisol profiles: Examples from Central Russia and Central Mexico". ***Quaternary International*** 156-157 pp. 213-223
- RIVAS, J., S. SEDOV, E. SOLLEIRO and A. SOLER
 2004 "Magnetic mineralogy in Barranca Tlalpan exposure paleosols, Tlaxcala, Mexico" ***Revista Mexicana de Ciencias Geológicas***, 21 (1), pp. 120-132
- RIVERA URIA M. Y.
 2009 Impacto del desarrollo cultural prehispánico en la cubierta edáfica del valle de Teotihuacán. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 124pp.
- RODRÍGUEZ, P. X.
 2005 "El primer poblamiento de América: Las rutas de colonización" En: **Homínidos: Las primeras ocupaciones de los continentes.** CARBONELL Eudald (COORD.). Editorial Ariel, Barcelona España. pp. 780.
- RODRÍGUEZ R. A.
 2002 Aspectos Paleolimnológicos de la Historia Reciente del lago La Preciosa, Puebla. Instituto de Investigaciones en Ciencias del mar y Limnología. Tesis de Maestría. UNAM
- ROKOSH, C. D., N. W. RUTTER, Z. DING and J. SUN
 2002 "Regional lithofacies and pedofacies variations along a north to south climatic gradient during the Last Glacial period in the central Loess Plateau, China". ***Quaternary Science Reviews*** 21, pp. 811-817.
- RUHE, R. V.
 1969 "Soil-climate system across the prairies in the midwestern U.S.A". ***Geoderma*** 34, pp. 201-219.
- 1975 "Climatic geomorphology and fully developed slopes. ***Catena*** 2, pp. 309-320.
- RUHE, R. V. and W. H. SCHOLTES
 1971 "Ages and development of soil landscapes in relation to climatic and vegetational change in Iowa" ***Soil Science Society of America Proceedings*** 20, pp 264-27
- SCHAETZL, Randall and Sharon ANDERSON

- 2005 **Soils. Genesis and Geomorphology**. Cambridge University Press. New York. USA. 817 pp.
- SCHLICHTING E. and H.P. BLUME
1966 **Bodenkundliches Praktikum**. Parey, Hamburg pp. 76
- SCHOENEBERGER, P.J. and D. A. WYSOCKI
2001 **A Geomorphic Description System** (version 3.0) Lincoln, NE. National Soil Survey Center. US Department of Agriculture.
- SCHOLTES, W. H., R. V. RUHE and RIEKEN, F. F.
1951 "Use of morphology of buried soil profiles in the Pleistocene of Iowa". Proceedings of the Iowa Academy of Science v. 58, pp. 295-306.
- SEDOV, S.
2006 "Barranca Tlalpan". IVth International Symposium on Deteriorated Volcanic Soils (ISVO'06). Field Excursion Guide Part II, Commission of the European Union, pp. 54
- SEDOV, S y E. SOLLEIRO
2005 "Paleosuelos Pleistócenicos de Tlaxcala; ¿Qué nos dicen sobre la dinámica ambiental?" Libro de resúmenes y guías de excursiones del Symposium Interdisciplinario: Cambios ambientales recientes y pasados en el Estado de Tlaxcala. División de Investigación y Posgrado FES-IZTACALA UNAM y Unión Mexicana para Estudios del Cuaternario, pp. 15-16
- SEDOV, S., E. SOLLEIRO, J. GAMA, E., VALLEJO and V. A. GONZÁLEZ
2001 "Buried paleosols of the Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in Central Mexico". Journal of Quaternary Science 16(4), pp.375-389.
- SEDOV, S., E. SOLLEIRO, P. MORALES, H. ARIAS, E VALLEJO and C JASSO
2003 "Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution". Quaternary International 106-107, pp. 169-184.
- SEDOV, S., S. LOZANO-GARCÍA, E. SOLLEIRO-REBOLLEDO, E. McCLUNG, B. ORTEGA-GUERRERO and S. SOSA-NÁJERA
2009 "Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico". Geomorphology doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.003
- SEDOV, S., E. SOLLEIRO-REBOLLEDO, B. TERHORST, J. SOLE', M.L. FLORES-DELGADILLO G. WERNER and T. POETSCH
2009 "Paleosol sequence in Tlaxcala Basin: a multiscale proxy of the Middle to Late Quaternary environmental change in Central Mexico". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 26 (2) pp. 448-465
- SIEBE, C. and R. CASTRO
2007 "Late Pleistocene–Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 162, pp. 20-42.
- SILVA ROMO G., B. MARTINY, C. MENDOZA ROSALES, A. NIETO-SAMANIEGO and S. ALANIZ ÁLVAREZ

2002 “La paleocuenca Aztlan, antecesora de la Cuenca de Mexico” Resurnenes III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra 22: 149-150.

SINGHVI A. K., A. BRONGER, W. SAUER and R.K. PANT

1989 “Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe): a suggestion for a revised chronology”. ***Chemical Geology*** 73, pp. 307-317

SMITH, D. G. and M. McFAUL

1997 “Paleoenvironmental and geoarchaeologic implications of Late Quaternary sediments and paleosols: North-Central to Southwestern San Juan Basin, New Mexico” ***Geomorphology*** 21, pp. 107-138.

SOKOLOFF V. and J. L. LORENZO

1953 “Modern and Ancient Soils at Some Archaeological Sites in the Valley of Mexico”. ***American Antiquity*** 19 (1), pp. 50-55

SOLÉ, J. and P. ENRIQUE

2001 “X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating”. ***Analytical Chemical Acta*** 440, pp. 199-205.

SOLLEIRO, E., J.L. MACÍAS, J. GAMA-CASTRO, S. SEDOV and L.D. SULERZHITSKY.

2004 “Quaternary pedostratigraphy of the Nevado de Toluca volcano” ***Revista Mexicana de Ciencias Geológicas***, 21 (1) pp. 101-109

SOLLEIRO, E. y S. SEDOV

2005 “Perfiles de Paleosuelos de las Localidades de Tlalpan y Mamut, Tlaxcala” Libro de resúmenes y guías de excursiones del Symposium Interdisciplinario: Cambios ambientales recientes y pasados en el Estado de Tlaxcala. División de Investigación y Posgrado FES-IZTACALA UNAM y Unión Mexicana para Estudios del Cuaternario, pp. 39-59

SOLLEIRO, E., S. SEDOV, E. Mc CLUNG de TAPIA, H. CABADAS, J. GAMA-CASTRO, E. VALLEJO-GÓMEZ.

2006 “Spatial variability of environment change in the Teotihuacan Valley during the Late Quaternary: Paleopedological inferences” ***Quaternary International*** 156-157, pp. 13-31.

SUGGATE, R. P.

1974 “¿When did the Last Interglacial end?”. ***Quaternary Research*** 4, pp. 246- 252

SUGGATE, R. P.

1974 “When did the Last Interglacialend” ***Quaternary Research*** v. 4, pp. 246-25

SUMMER, M. E. (Ed.)

2000 ***Handbook of soil science***. CRC Press LLC. Florida, USA.

SUTER, M., O. QUINTERO and C. A. JOHNSON

1992 “Active faults and State of stress in the Central Part of Mexican Volcanic Belt: The Venta de Bravo fault”. ***Journal Geophysical Research*** 97, pp. 11983-11994

TARGULIAN, V. O. and S. V. GORYACHKIN

2004 “Soil Memory: Types of records, carriers, hierarchy and diversity”. ***Revista Mexicana de Ciencias Geológicas***, 21 (1), pp. 1-8

- TORRENT, J.
1976 "Soil development in a sequence of river terraces in northern Spain" *Catena* 3, pp. 137-151
- VALENTINE, K. W. G. and J. B. DALRYMPLE
1976 "Quaternary Buried Paleosols: A Critical Review". *Quaternary Research* 6, pp. 209-222
- VALLEJO, E.
2002 Morfología e intemperismo de fitolitos en suelos modernos y paleosuelos de la parte central del eje neovolcánico. Tesis de Doctorado, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 104 pp.
- VÁZQUEZ S. L.
1997 "Late Quaternary glaciations of Táyotl volcano, Central Mexico". *Quaternary International* 43-44, pp. 67-73.
2005 "Los glaciares en el Centro de México. Estado del Conocimiento". Cambios recientes y pasados en el Estado de Tlaxcala. Symposium Interdisciplinario. UNAM pp. 5-6
- VÁZQUEZ S. L. and K. Heine
2004 "Late Quaternary glaciations of Mexico". *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica. Elsevier, Amsterdam* 138-139, pp. 233-242.
- VEROSUB K. L., FINE P., and SINGER L. M.
1993 "Pedogenesis and Paleoclimatic: Interpretation and of the Magnetic Susceptibility Record of Chienesse Loess- Paleosol sequences". *Geology* 21, pp. 1011-1014
- VILA CLARA, G., R. RICO y J. MIRANDA
1997 "Effects of perturbations on diatom assemblages in Tlaxcala paleolake, Mexico. *Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie* 26 (2), 846-851.
- WERNER, G.
1976 "Los suelos del volcán "La Malinche", Altiplanicie Central Mexicana. Primeros resultados de las investigaciones sobre su distribución y sus propiedades ecológicas". *Comunicaciones* 13, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 3-17.
- WEST, F. H. (ed)
1996 "The study of Beringia". En: American beginnings. The prehistory and palaeoecology of Beringia. West, Frederick Hadleigh (ed.). The University of Chicago Press, USA. pp. 576
- WHITE S.
1962 El Iztaccíhuatl: acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior. Instituto Nacional de Antropología e Historia. Investigaciones, 6, 80 pp.
1981 "Quaternary Glacial Stratigraphy and Chronology of Mexico" *Quaternary Science Reviews* 63, pp. 241-249
- WHITE, S. E. and J. L. LORENZO
1968 "Volcanology and geomorphology of the southeast corner of Mexico Basin, west side of Iztaccíhuatl and north side of Popocatepetl volcanoes, Mexico". *Geological Society of America* 8, pp. 33

WHITE, S. and S. VALASTRO

1984 "Pleistocene glaciation of volcano Ajusco, central Mexico, and comparison with standard Mexican glacial sequence". *Quaternary Research*, 21, pp. 21-35.

WILLIAMS, M., D. DUNKERLEY, P. DECKKER, P. KERSHAW, and J. CHAPPELL

1998 Quaternary Environments. London, (2da. Ed.) 329 pp.

WOLFRANG K, MIEHLICH G y H. W. ZOETL

1973 "Clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada". *Comunicaciones* 7, Fundación Alemana para la Investigación Científica, pp. 11-15.

WORLD REFERENCE BASE FOR SOIL RESOURCES

1998 World Reference Base for soil resources. World Soil Resources Reports 84. Food and Agricultural Organization of the United Nations. Rome.

WRIGHT V. P. (ed)

1986 **Paleosols: their Recognition and Interpretation.** Blackwell Scientific Publications. Oxford, pp. 723

YAALON D. H.

1975 "¿Conceptual models in pedogenesis. Can soil-forming functions be solved?" *Geoderma* 14, pp. 189- 205.

ANEXO

DESCRIPCIÓN DE LOS PERFILES EN CAMPO

DESORIPCIÓN DEL PERIL TLALPAN C	
10	Color 10 YR 3/3, compactado, sin estructura, presenta muchas raíces, límite difuso y gradual.
40	Textura franca-arenosa, estructura bloques subangulares, presencia de raíces, color 10 YR 5/3, límite abrupto.
75	Diferentes capas de deposición diferenciadas por tipo de coloración, intercaladas entre 10 YR 4/3 y 10 YR 5/2, límite abrupto.
120	Textura areno-limosa, estructura masiva, parece material redepositado, presencia de bioporos en todas direcciones (aluvión), precipitación en la base de óxidos de hierro, en la parte más profunda su estructura es subangular, límite abrupto y lineal. Color 10 YR 5/3
140	Color 10 YR 5/2, textura areno-limosa, compactada, raíces pequeñas en varias direcciones, pequeñas concreciones de color pardo-rojizo. Límite abrupto.
145	Color 10 YR 4/1, textura arcillo-limosa, presencia de cutanes de estres, pocos bioporos, estructura columnar que rompe a bloques angulares pequeños, recubrimientos de arcilla superficiales, con la profundidad cambia la estructura a bloques angulares de menor tamaño y la cantidad de cutanes aumenta, límite abrupto. Presenta rasgos gleicos, los cutanes tienen coloraciones negras.
185	Mayor cantidad de películas superficiales de color negro (arcilla + materia orgánica), bioporos rellenos de material negro con orientación preferente vertical, textura limo-arcillosa, color de la matriz 10 YR 7/2, estructura columnar que rompe a bloques subangulares, concreciones de hierro y manganeso, límite difuso
280	Textura limosa, estructura columnar que rompe a angular y subangular, películas de arcilla de coloración pardo-claro, las cuales son delgadas, color de la matriz 10 YR 7/3, bioporos en menor cantidad que el horizonte 2Bt, presenta mas concreciones ferrígenas, presenta krotovinas de aproximadamente 8 cm de diametro en la base. Los agregados presentan en su superficie cutanes de hierro y manganeso. Límite abrupto.
345	Color de la matriz 10 YR 4/2, textura arcillo-limosa, estructura columnar que rompe a bloques angulares y primas pequeños, entre los agregados se presentan películas de arcilla de coloración roja, presenta concreciones de hierro y manganeso, presenta pseudomiscelios en la superficie de los agregados. Muestra gran cantidad de actividad biogénica
410	Color de la matriz 10 YR 4/3, textura arcillo-limosa, estructura columnar que rompe a bloques angulares y primas pequeños, entre los agregados se presentan películas gruesas de arcilla, concreciones de hierro y manganeso, los biocanales tienen revestimientos de arcilla, también muestra pseudomiscelios pero en menor cantidad que el horizonte superior. Su límite abrupto.
480	Color 10 YR 3/1, películas de arcilla en la superficie de los agregados, muy compacto, los bioporos están rellenos de arcilla, textura areno-limosa, entre bloques presenta pseudomiscelios, estructura columnar. Límite abrupto
535	Textura limosa, color 10 YR 5/1, estructura en bloques angulares, películas de materia orgánica y arcilla, mayor cantidad de concreciones ferrígenas y de mayor tamaño, películas arcillosas gruesas en la superficie de los agregados, pocos pseudomiscelios superficiales.
585	Textura arcillo, presenta cutanes de estres, estructura en bloques angulares, concreciones de fe y manganeso, películas de arcilla fina, color de la matriz 10 YR 5/5, presenta pseudomiscelios en todas direcciones, mayor actividad biogénica que el horizonte superior.

DESCRIPCIÓN DEL PERFIL CONCEPCIÓN C	
<p>10</p> <p>40</p> <p>75</p> <p>120</p> <p>140</p> <p>165</p> <p>200</p> <p>345</p> <p>410</p> <p>480</p> <p>535</p> <p>575</p> <p>645</p>	<p>PALEOZANA</p> <p>AB</p> <p>2B9</p> <p>SBI04/-50</p> <p>2B9</p> <p>3B9</p> <p>3B9</p>
<p>UNI DAD GRI S</p>	<p>Textura arenosa, sin estructura, pocos bioporos sin orientación preferencial, presenta laminaciones color de la matriz 10 YR 4/2.</p> <p>Textura areno-limosa, estructura bloques angulares, bioporos sin orientación preferencial, el material de la matriz es muy friable, color de la matriz 10 YR 5/2.</p> <p>Textura franco-limosa, estructura bloques angulares que rompen a bloques angulares pequeños, bioporos con orientación preferentemente vertical, rellenos de material obscuro entre la superficie de los agregados, los bioporos presentan un halo amarillento, el material de la matriz es muy friable, color de la matriz 10 YR 5/2.</p> <p>Estructura columnar, color de la matriz 10 YR 4/2, textura arcillo limosa, películas superficiales de arcilla gruesa, en los bioporos se encuentran revestimientos de material rojo-amarillento, hay concreciones blancas y pardas de menor tamaño, dirección preferencial de los bioporos vertical, concreciones de fierro y manganeso de mayor tamaño que las del horizonte superior. Con la profundidad aumenta la cantidad de arcilla, mayor gleyzación, las concreciones aumentan de tamaño, las películas que cubren los bioporos son de color grisácea y los bioporos disminuyen de espesor.</p> <p>Color 10 YR 7/1, textura limosa, estructura en bloques angulares, biocanales rellenos de arcilla y materia orgánica, en algunos bioporos se encuentran rellenos de material pardo-rojizo; en la matriz se observan manchones dendríticos de manganeso, películas de color negro en la superficie de los agregados, bioporos con orientación preferente vertical. Con la profundidad las películas de las superficies de los agregados de coloraciones negras cambian a color pardo.</p> <p>Color de la matriz 10 YR 7/2, menor cantidad de bioporos que el horizonte superior, textura arcillo-limosa, estructura en bloques angulares, películas de material negro y rojizo, bioporos, en la superficie de los agregados hay películas de color rojizo y negro, en la matriz se presenta manchones dendríticos. En la base del horizonte se muestran krotovinas de 50 cm de diámetro. Con la profundidad disminuye la cantidad de bioporos y presenta krotovinas. Aumenta la gleyzación y la cantidad de arcilla.</p>

UNIDAD GRIS		DESCRIPCIÓN DEL PERFIL HUEXOYUCAN	
011	A		Horizonte moderno, color 10 YR 3/3, textura limo-arcillosa, estructura poco desarrollada, muchos bioporos.
25	AC		Color 10 YR 3/2, estructura mas gruesa en bloques subangulares, textura limo-arcillosa, mas duro y menos bioporos.
63	C		Color 10 YR 3/1, muy compacto, estructura no desarrollada y se observan pocas fracturas.
142	2AB		Color 10 YR 3/1, en la superficie de los agregados el color es 10 YR 3/3, la textura es limo-arcillosa, estructura mas desarrollada que el horizonte superior en bloques subangulares, presenta frecuentes canales biogénicos dentro de los agregados. Los canales y los agregados se encuentran rellenos por material oscuro (arcilla-humus). Gradualmente disminuyen los recubrimientos oscuros hacia abajo. Su transición hacia el horizonte subyacente es gradual.
225	2C		Color 10 YR 3/1, duro, compacto, sin estructura, su textura es limo-arenosa, menos denso que el horizonte superior, pocas fracturas verticales, los canales biogénicos tiene una orientación preferentemente vertical. Su transición hacia el horizonte subyacente es gradual y difuso.
333	3AC		Menos compacto que el anterior, color de matriz 10 YR 5/3, la cantidad de biocanales aumenta, en algunas zonas hay una estructura granular poco desarrollada, los canales biogénicos se encuentran rellenos de material oscuro y grueso, algunos canales presentan halos de pigmentación amarillenta.
433	3BC(S)		Duro, compacto, color 10 YR 2/1, pocos canales biogénicos con orientación vertical y rellenos oscuros. Su transición hacia el horizonte subyacente es gradual y difuso.
531	3BC(O)		Textura arenosa, 7.5 YR 1/1, no muestra ningún rasgo edáfico con límites abruptos.
617	3C(S)		Color heterogéneo, color de la matriz es 10 YR 2/1, sobre el fondo presenta manchas anaranjadas y negras, su textura es areno-limosa y heterogénea, segmentos donde predomina la arena y otros el limo, canales biogénicos rellenos anaranjados (óxidos de Fe). Manchas negras de Mn. Películas pardas-verdosas de arcilla muy discontinua, se considera un Gleysol, estructura en bloques subangulares. Su límite con el horizonte subyacente es gradual.
637	4B		Estructura no desarrollada, matriz arenosa de color 10 YR 1/1, pocos canales biogénicos de color amarillo, muy compacto, duro, el número de canales biogénicos aumenta con la profundidad. Fracturas verticales. Su límite con el horizonte inferior es abrupto.
743	4C		Suelo muy desarrollado, color 10YR 5/3, zonas mas claras de color pardo, textura limo-arcillosa, estructura bien desarrollada en bloques angulares y subangulares. Mucha materia orgánica, propiedades gleyicas, canales rellenos de color negro y amarillo pardo. Su transición hacia el horizonte subyacente es claro y abrupto.
775	5A3		Gris muy claro hasta blanco 7.5 Y 7/2, textura arenosa muy fina, densidad aparente baja, canales biogénicos rellenos de material color negro. Su transición hacia el horizonte subyacente es claro.
885	5C		Color pardo grisáceo 10 YR 5/2, textura limo arcillosa, compacto, estructura en bloques angulares y subangulares duros, en la parte superior aparecen películas blancas sobre bloques, presenta canales biogénicos. Su transición hacia el horizonte subyacente es difuso.
933	6A		Ambiente hidromórfico, mucha materia orgánica, gris muy oscuro 10 YR 5/1, estructura en bloques angulares poco desarrollada, pocos canales biogénicos, rellenos pardos o amarillentos, textura limo-arcillosa con presencia de pocas arenas. Su transición hacia el horizonte subyacente es difuso.
935	6A3		Horizonte de Turba, color negro, esta conformada por materia orgánica, con estructura laminar bien desarrollada.
1003	6AC(O)		Textura limo-arcillosa-arenosa, color heterogéneo 10 YR 3/1, con manchas de color gris claro y colores amarillentos, estructura poco desarrollada de bloques angulares y subangulares. Su transición hacia el horizonte subyacente es gradual y claro.
1033	6A3		Color muy heterogéneo domina una matriz de color gris claro (10 YR 5/2) pero hay laminas deformadas de color pardo amarillento que corresponden a las arenas cementadas de óxidos de hierro. Glaysación fuerte. Su límite con horizonte subyacente es claro.
1044	6AC(S)		
1044	6AC(O)		
1044	6A3		
1044	7C		
1044	7C		

RESULTADOS ANALÍTICOS**GRANULOMETRÍA****PERFIL BARRANCA HUEXOYUCAN**

HORIZONTE	ARENA %	LIMO %	ARCILLA %
A	73.28	15.42	11.31
AC	47.57	35.61	16.82
C (s)	67.03	17.74	15.23
C (l)	19.83	51.44	28.73
2AB	15.13	39.57	45.30
2C (s)	23.49	40.53	35.99
2C (l)	53.90	22.27	23.83
3AC	24.99	31.02	43.99
3BC (s)	39.35	35.80	24.85
3BC (l)	68.34	17.37	14.28
3C	91.48	3.85	4.66
4Bg	39.96	29.86	30.18
4C	58.11	22.61	19.27
5Ag	12.51	28.25	59.24
5C	31.09	61.56	7.35
6A	4.14	42.64	53.21
6Ag	0.93	11.08	87.99
6ACo			
6Ag ₂	26.68	13.15	60.16
6BCg	68.53	15.41	16.05
7AC	27.08	32.73	40.18
7BC	56.99	25.57	17.44
7C	30.83	35.44	33.73

PERFIL TLALPAN C

HORIZONTE	ARENA %	LIMO %	ARCILLA %
Ap	44.94	30.72	24.34
AC	30.07	36.01	33.92
C	44.11	33.45	22.44
C1	18.47	32.62	48.91
C2	48.12	38.69	13.19
2Btg	20.41	30.42	49.17
	11.95	32.51	55.54
3Btg	8.75	38.33	52.92
3Bg	14.89	43.87	41.24
4Bg	13.13	44.03	42.85
	20.73	49.89	29.38
4Btg	22.54	45.99	31.47
4BC	22.78	50.08	27.14
5E	29.02	38.77	32.21
5Btg	14.02	34.10	51.89

PERFIL LA CONCEPCIÓN C

HORIZONTE	ARENA %	LIMO %	ARCILLA %
Paleocanal	23.62	33.55	42.83
ABt	9.93	49.27	40.79
2Bg	15.44	44.33	40.23
2Btg	14.23	40.42	45.34
3Bg	30.40	44.49	25.11
3Btg (s)	23.26	45.54	31.20
3Btg (l)	22.04	43.61	34.35

FITOLITOS

PERFIL BARRANCA HUEXOYUCAN

HORIZONTE	FITOLITOS %
A	15.86
AC	14.41
C	16.93
	18.91
2AB	23.91
2C	19.72
	21.81
3AC	25.91
3BC	22.32
	21.11
3C	15.50
4Bg	21.91
4C	17.91
5Ag	25.91
5C	3.37
6A	28.41
6Ag	37.78
6ACo	67.78
	61.78
6Ag ₂	33.08
6BCg	19.95
7AC	22.86
7BC	19.74
7C	20.84

PERFIL TLALPAN C

HORIZONTE	FITOLITOS %
Ap	15.34
AC	16.53
C	15.94
C1	17.94
C2	20.91
2Btg	25.17
	21.54
3 Btg	19.92
3 Bg	17.24
4 Bg	23.86
	22.05
4 Btg	23.07
4 BC	18.14
5 E	15.21
5 Btg	24.89

PERFIL LA CONCEPCIÓN C

HORIZONTE	FITOLITOS %
Paleocanal	14.54
ABt	14.78
2Bg	20.78
2Btg	24.00
3Bg	19.87
3Btg (s)	17.13
3Btg (l)	18.07

POLEN

NÚMERO DE GRANOS

ESPECIE	6Ag	6 Aco (S)	6 Aco (I)
<i>PINUS spp</i>	16	23	13
<i>ALNUS spp</i>	3	2	1
QUERCUS spp	12	8	6
POACEAE	9	5	8
CHENO-AMARANTACEAE	7	13	9
CYPERACEAE	5	11	4
AMARANTACEAE	7	13	9
BOTRYOCOCCUS	14	4	7
ZYGNEMANTACEAE	6	2	4
DEBARYA	7	3	2
SPYROGIRA	5	1	4
POLYPODIUM	1	3	2
TRILETES	2	5	1

DIATOMEAS

NÚMERO DE ESPECIES

ESPECIE	6Ag	6 Aco (S)	6 Aco (I)
AULACOSIERA	11	22	6
CYMBELLA	8	15	3
EPITHEMIA	7	12	5
EPITHEMA TURGIDA	2	5	1
ESPÍCULA ESPONJA	25	45	18
EUNOTIA	9	13	6
EUNOTIA PAPILIO	2	4	2
GEMOSCLERA	5	9	2
GOMPHONEMA	6	11	3
HANTSZCHIA	3	7	1
NAVICULA	2	6	1
PINNULARIA	12	28	7
CRYSOFITA	4	9	2

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

PERFIL BARRANCA HUEXOYUCAN

HORIZONT E	SUSCEPTIBILIDAD X (μ m ³ /kg)
A	89
AC	48
C	86
	8
2AB	5
2C	9
	30
3AC	8
3BC	11
	69
3C	132
4Bg	16
4C	26
5Ag	7
5C	1
6A	3
6Ag	2
6ACo	1
	4
6Ag ₂	19
6BCg	41
7AC	24
7BC	56
7C	36

PERFIL TLALPAN C

HORIZONT E	SUSCEPTIBILIDAD X (μ m ³ /kg)
Ap	72
AC	16
C	41
C1	36
C2	33
2Btg	17
	10
3 Btg	16
3 Bg	8
4 Bg	12
	11
4 Btg	13
4 BC	15
5 E	15
5 Btg	16

PERFIL LA CONCEPCIÓN C

HORIZONTE	SUSCEPTIBILIDAD X (μ m ³ /kg)
Paleocanal	10
ABt	18
2Bg	11
2Btg	9
3Bg	17
3Btg (s)	16
3Btg (l)	16

CARBONO ORGÁNICO TOTAL

PERFIL BARRANCA HUEXOYUCAN

HORIZONT E	% C	% N
A	1.275	0.13
AC	0.731	0.074
C	0.405	0.050
	1.250	0.085
2AB	1.046	0.066
2C	0.934	0.063
	0.477	0.074
3AC	0.524	0.061
3BC	0.579	0.047
	0.169	0.038
3C	0.103	0.033
4Bg	0.158	0.041
4C	0.151	0.045
5Ag	0.313	0.041
5C	0.070	0.039
6A	0.765	0.081
6Ag	1.865	0.136
6ACo	5.272	0.233
	4.593	0.21
6Ag ₂	1.105	0.069
6BCg	0.212	0.039
7AC	0.288	0.042
7BC	0.178	0.037
7C	0.189	0.022

PERFIL TLALPAN C

HORIZONT E	% C	% N
Ap	1.576	0.165
AC	0.328	0.054
C	0.230	0.044
C1	0.599	0.075
C2	0.992	0.094
2Btg	0.903	0.088
	0.401	0.063
3 Btg	0.258	0.056
3 Bg	0.135	0.042
4 Bg	0.139	0.038
	0.175	0.041
4 Btg	0.159	0.037
4 BC	0.213	0.047
5 E	0.144	0.033
5 Btg	0.190	0.035

PERFIL LA CONCEPCIÓN C

HORIZONTE	% C	% N
Paleocanal	1.117	0.029
ABt	0.174	0.052
2Bg	0.575	0.064
2Btg	0.991	0.025
3Bg	0.113	0.032
3Btg	0.134	0.034
	0.142	0.165