



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO



POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**“CAMBIOS AMBIENTALES Y DINÁMICA EROSIVA EN EL
GLACÍS DE BUENAVISTA MORELOS, EN EL
CUATERNARIO TARDÍO: REGISTROS
PALEOPEDOLÓGICOS”.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

P R E S E N T A:

JAIME DÍAZ ORTEGA

TUTORA: DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

MÉXICO, D.F.

2008



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.

Agradecimientos

Agradezco de la manera más sincera a CONACYT y al Instituto de Geología por haberme otorgado una beca de estudios.

Al proyecto PAPIIT No. IN11017. Paleosuelos rojos en la base de la secuencia pedosedimentaria del cuaternario en México, por el financiamiento otorgado.

Al proyecto PAPIIT No. IN112205. Paleosuelos y Tepetates el centro de México como un registro de cambio paleoambiental del Cuaternario, por el financiamiento otorgado.

A mi asesora Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, por su paciencia y atinada dirección en mi desarrollo profesional.

Al jurado para examen de grado: Dra. Cristina Siebe Grabach, Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dra. Teresa Pi I Puig y Dra. Lucía Capra Pedol, por sus innumerables consejos y sugerencias en la culminación del presente trabajo de investigación.

Al Dr. Sergey Sedov por ser parte esencial de mi formación y por contribuir en todo aspecto en la realización de esta tesis.

Un especial agradecimiento a la Dra. Ernestina Vallejo Gómez, por su incansable ánimo y disposición en la realización de todos los análisis químicos.

Al Dr. Jorge Gama Castro, por su constante apoyo y consejos para la culminación de este trabajo.

A la Dra. Patricia Girón García, del departamento de geoquímica por la realización de los análisis de Florescencia de Rayos X.

A la M. en C. Kumiko Shimada Miyasaka, por su apoyo en los análisis de Absorción Atómica.

A la Lic. Adriana Haydee Galván García por su apoyo en los sistemas de información geográfica.

Al M. en C. Héctor Víctor Cabadas Baez por su amistad y desinteresado apoyo.
Al Sr Jorge René Alcalá por su apoyo en la revisión de técnicas de laboratorio.

Al Sr. Eligio Jiménez, por su ayuda en la realización de las láminas delgadas de suelo.

A la M. en C. Arelia González Vázquez por su apoyo en el manejo de las muestras.

A Yazmin Rivera Uría por su total apoyo y amor que me acompañó durante todo momento.

A toda mi familia y amigos que siempre estuvieron pendientes de mis necesidades y me incentivaron a continuar con mi preparación.

Dedicatoria

*Dedico el presente trabajo a todas las
personas que han creído en mí.*

ÍNDICE

	PÁGINA
RESUMEN	1
 Capítulo I	
INTRODUCCIÓN	
Introducción	3
1.1. Objetivos	5
1.2. Hipótesis	6
 Capítulo II	
MARCO TEÓRICO	
Marco Teórico	7
2.1. Vertisoles	8
2.2. Luvisoles y Lixisoles	11
2.3. Acrisoles	14
2.4. Tepetates	15
2.5. Asociación de Vertisoles-Luvisoles- Acrisoles-Tepetates en México.	16
 Capítulo III	
ÁREA DE ESTUDIO	
3.1. Marco Geográfico y Físico	18
3.2. Marco Geológico	20
3.3. Cuerpos de roca en el Glacís de Buenavista	21
3.4. Tectónica	24
 Capítulo IV	
METODOLOGÍA	
4.1. Trabajo de Campo	26
4.2. Toma de muestras	27
4.3. Preparación de muestras	28
4.4. Determinación de color	28
4.5. Separación y cuantificación de las fracciones arena limo y arcilla	28
4.6. Determinación de la reactividad del suelo	30

4.7. Determinación de óxidos cristalinos de Fe por extracción de ditionito-citrato-bicarbonato de sodio	31
4.8. Determinación de Fe, Al y Si amorfo utilizando oxalato de amonio	32
4.9. Micromorfología en láminas delgadas	33
4.10. Análisis mineralógico de la fracción arena fina	35
4.11. Difracción de rayos X de la fracción arcilla	36
4.12. Composición química total e índices de intemperismo	37
4.13. Edad de los suelos	38
4.14 Análisis de fotografías aéreas	38

Capítulo V

RESULTADOS

5.1. Distribución espacial de suelos y pedosedimentos.	39
5.2. Morfología y propiedades distintivas de los perfiles	43
5.2.1. Suelos tipo Luvisol	43
5.2.2. Suelos tipo Vertisol	47
5.2.3. Tepetates y pedosedimentos	53
5.3. Micromorfología	61
5.3.1. Suelos tipo Luvisol	61
5.3.2. Suelos tipo Vertisol	67
5.5.3. Tepetates y pedosedimentos	69
5.4. Propiedades físicas, químicas y mineralógicas	79
5.4.1. Suelos tipo Luvisol	79
5.4.2. Suelos tipo Vertisol	80
5.4.3. Tepetates y pedosedimentos	84
5.5. Mineralogía de arena fina	89
5.5.1. Suelos tipo Luvisol	89
5.5.2. Suelos tipo Vertisol	90
5.5.3. Tepetates y pedosedimentos	91
5.6. Mineralogía	94
5.7. Índices de intemperismo	97
5.8. Análisis de fotografías aéreas	98

Capítulo VI

DISCUSIÓN

6.1. Génesis y velocidad de formación de los suelos del Glacís	100
6.2 Dinámica erosiva.	105
6.2.1. Dinámica antigua	105
6.2.2. Dinámica reciente	108

Capítulo VII

CONCLUSIONES	112
---------------------	-----

BIBLIOGRAFÍA	115
---------------------	-----

ÍNDICE DE TABLAS

	PÁGINA
Tabla 1. Fórmulas e interpretación de índices de intemperismo (Price y Velbel, 2003).	37
Tabla 2. Nomenclatura y localización de los perfiles de suelo	42
Tabla 3. Descripción morfológica del Luvisol Ahuatenco.	44
Tabla 4. Descripción morfológica del perfil Mexicapa.	46
Tabla 5. Descripción morfológica del perfil Vertisol Buenavista.	48
Tabla 6. Descripción morfológica del perfil Phaeozem Ahuatenco	50
Tabla 7. Descripción morfológica del perfil Barranca Santa Úrsula	52
Tabla 8. Descripción morfológica del perfil Tepetates.	54
Tabla 9. Descripción morfológica del perfil Sándwich Buenavista	55
Tabla 10. Descripción morfológica del perfil Plintita Ahuatenco.	59
Tabla 11. Propiedades micromorfológicas de los Luvisoles Ahuatenco y Barranca Mexicapa.	76
Tabla 12. Propiedades micromorfológicas de los suelo Barranca Santa Úrsula, Phaeozem Ahuatenco, sándwich Buenavista y transición Luvisol-Vertisol	77
Tabla 13. Propiedades micromorfológicas de los perfiles Tepetates	78

y Plintita Ahuatenco

Tabla 14.	Fases mineralógicas identificadas en fracción arcilla del perfil Barranca Mexicapa	95
Tabla 15.	Fases mineralógicas identificadas en fracción arcilla de Vertisol Buenavista y Tepetates	95
Tabla 16.	Fases mineralógicas identificadas en fracción arcilla del Perfil Barranca Santa Úrsula	96
Tabla 17.	Índices de alteración de los tres perfiles seleccionados.	97

ÍNDICE DE FIGURAS

		PÁGINA
Figura 1.	Ubicación geográfica y altimetría del Glacís de Buenavista.	19
Figura 2.	Provincias fisiográficas del Glacís de Buenavista (Gama et al., 2004).	21
Figura 3.	Unidades de roca del Glacís de Buenavista y su correlación estratigráfica de acuerdo a la Síntesis Geográfica del Estado de Morelos (2003).	22
Figura 4.	Afloramiento de la Formación Cuernavaca.	23
Figura 5.	Grabén de Cuernavaca en cuya parte central se ubica el Glacís de Buenavista (Macías, 2006).	25
Figura 6	Mapa de distribución de suelos y perfil del Glacis de Buenavista.	41
Figura 7.	A- Panorámica del sitio. B-Perfil del Luvisol Ahuatenco.	43
Figura 8.	A- Panorámica de sitio. B- Luvisol de Barranca Mexicapa.	45
Figura 9.	A- Panorámica de sitio. B- Perfil Vertisol Buenavista.	47
Figura 10.	A- Panorámica del sitio. B- Perfil Phaeozem Ahuatenco.	49
Figura 11.	A- Panorámica de sitio. B- Perfil Barranca Santa Úrsula.	51
Figura 12.	A- Panorámica del sitio. B- Perfil Tepetates.	53
Figura 13.	A-Foto panorámica de sitio, B Perfil Sándwich Buenavista.	55
Figura 14.	Perfil Sándwich de correlación.	56
Figura 15.	A-Panorámica de sitio, B Perfil Casa prehispánica.	57
Figura 16.	A-Panorámica de sitio, B Perfil Plintita de Ahuatenco.	58
Figura 17.	A-Panorámica de sitio, B Perfil Transición Luvisol-Vertisol.	60
Figura 18	Micromorfología de los horizontes A y Bt del perfil Luvisol Ahuatenco.	62

Figura 19	Micromorfología del perfil Barranca Mexicapa.	66
Figura 20	Micromorfología de suelos tipo Vertisol.	68
Figura 21	Micromorfología de Tepetates y Pedosedimentos.	70
Figura 22	Micromorfología del sándwich Buenavista.	72
Figura 23	Micromorfología de la Plintita Ahuatenco.	74
Figura 24	Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en los Luvisoles, A) Ahuatenco, B) Barranca Mexicapa.	81
Figura 25	Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en los suelos tipo Vertisol, A) Phaeozem Ahuatenco y B) Vertisol Buenavista	82
Figura 26	Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en el perfil Barranca Santa Úrsula	83
Figura 27	Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en los Tepetates y la Plintita Ahuatenco.	86
Figura 28	Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en los pedosedimentos Sándwich Buenavista y Transición Luvisol-Vertisol.	87
Figura 29	Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en la Casa Prehispánica.	88
Figura 30	Mineralogía de arena fina del Luvisol Ahuatenco.	89
Figura 31	Mineralogía de arena fina del Vertisol Buenavista.	90
Figura 32	Mineralogía de arena fina del Phaeozem Ahuatenco.	90
Figura 33	Mineralogía de arena fina del perfil Barranca Santa Úrsula.	91
Figura 34	Mineralogía de arena fina de los Tepetates.	92
Figura 35	Mineralogía de arena fina en A) Sándwich Buenavista y B) Transición Luivsol-Vertisol.	92
Figura 36	Mineralogía de arena fina del perfil Plintita Ahuatenco.	93

Figura 37	Mineralogía de arena fina del perfil Casa prehispánica.	94
Figura 38	Fotografía aérea mostrando el área de afloramiento de Tepetates año 1971	98
Figura 39	Fotografía aérea mostrando el área de afloramiento de Tepetates año 2000.	99
Figura 40	Modelo de dinámica erosiva y desarrollo pedogenético del Glacis de Buenavista en el Cuaternario Tardío.	111

Resumen

El Glacís de Buenavista es una geoforma originada durante el Cuaternario, producto de varios ciclos de erosión-sedimentación, que evidencian su inestabilidad. Sin embargo, se encuentran, a su vez, suelos de alto grado de desarrollo, poligenéticos y policíclicos.

En este trabajo se estudió la cubierta edáfica del Glacís, con el objetivo de determinar su mecanismo de formación, así como la dinámica de erosión que modificó el paisaje en el Pleistoceno tardío-Holoceno.

Para determinar los mecanismos pedogenéticos, se seleccionaron diez perfiles de suelos derivados de materiales volcánicos, los cuales fueron divididos, con base en sus propiedades, en suelos tipo Luvisol, suelos tipo Vertisol, Tepetates y pedosedimentos.

Las propiedades evaluadas en cada perfil corresponden a aquellas que constituyen lo que se conoce como memoria del suelo: granulometría, macro y micromorfología, extracciones selectivas de Fe, Al, Si, composición química y mineralógica.

Los Luvisoles se localizan en la parte norte y de mayor altitud en el Glacís, sobreyaciendo a los Tepetates. Los Vertisoles se encuentran hacia el sur, a menores elevaciones, sobre los depósitos de la Formación Cuernavaca.

Los suelos tipo Luvisol se han formado en los últimos 13,000 años, presentando perfiles policíclicos y poligenéticos (con fuertes propiedades vérticas en la parte superior de su perfil), con altos contenidos de arcilla (mayor que el 70%), y de hierro extraído con ditionito; minerales de naturaleza volcánica que exhiben un

fuerte intemperismo que coincide con los valores de los índices de intemperismo calculados y arcillas del grupo de la caolinita. Asimismo, se encontraron pápulas, fragmentos de suelo redepositados y restos de carbón. El material parental de estos suelos es de origen volcánico, pero ha sido retrabajado en forma de movimientos en masa, el cual muestra un intemperismo intenso, que hace posible la pedogénesis acelerada. De hecho, en uno de los perfiles, el material parental exhibe signos de hidrotermalismo, lo que se refleja en los valores de índices de alteración obtenidos.

Por su parte, los suelos tipo Vertisol, presentan un mayor contenido de carbono orgánico, menores proporciones de arcilla, valores más bajos de hierro extraído con ditionito y menores índices de intemperismo. Sin embargo, es común encontrar también en su matriz pápulas y restos de suelos redepositados. Los fechamientos efectuados en dos horizontes sepultados, con propiedades vérticas, revelan una edad ^{14}C , no calibrada de 1380 y 2160 años, marcando su formación en el Holoceno final. Consecuentemente, los Luvisoles representan una etapa más antigua de formación de suelos.

Se distinguieron dos tipos de erosión que ha afectado el Glacís durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: una natural y otra antrópica. La primera se caracteriza por movimientos de masa que formaron los Tepetates y el material parental de los Luvisoles, presente sobre todo a fines del Pleistoceno y en fases repetidas en el Holoceno. La erosión antrópica se reconoce desde el establecimiento de comunidades prehispánicas y modernas, que ha causado la remoción de los Luvisoles, el sepultamiento de los Vertisoles y el afloramiento de los Tepetates.

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

El cambio del paisaje es un problema que en la actualidad reviste particular atención, ya que existe una gran influencia del hombre en la naturaleza (Arnold et al., 1990). Estos cambios se perciben con mayor claridad si ocurren en tiempos relativamente cortos, menores a cientos de años. Sin embargo a escalas de miles de años la certeza es menor debido, en parte, a que existen pocos registros de cambio, ya que éstos se pierden con el tiempo o simplemente no se cuenta con las suficientes herramientas para hacer interpretaciones de ellos. El estudio de paleosuelos muestra que los cambios en el ambiente modifican significativamente los patrones de desarrollo de los suelos (Targulian y Krasilnikov (2007), y en consecuencia la mayoría de los suelos son poligenéticos dado que el paisaje no permanece estable en el tiempo (Birkeland, 1999).

Uno de los registros que se ha utilizado en México para conocer los cambios en el paisaje y la variación climática es el estudio de los suelos y paleosuelos, como los realizados por Sedov et al. (2001) y Solleiro et al. (2003, 2006) que demuestran en que en estos suelos se imprime o queda registrada información sobre el ambiente en el que se desarrollaron. Sin embargo, a pesar de su utilidad, por su alta resolución espacial, su estudio no está exento de complicaciones, ya que en lapsos largos, los suelos sufren cambios continuos y es difícil extraer la información.

Es por ello que se cuenta con un conjunto de propiedades que permanecen estables por mayor tiempo, las cuales se denominan *memoria del suelo* (Targulian y Goryachkin, 2004). Todas estas propiedades perdurables en el suelo dan una serie de elementos que ayudan a reconocer los cambios en el ambiente o el paisaje en zonas determinadas, resolviendo problemas que de otro modo serian muy difíciles de solucionar.

El Glacís de Buenavista representa una geoforma influenciada por procesos de erosión-sedimentación desde el Plioceno (Ortiz, 1978), cuya cubierta edáfica está formada por Luvisoles, Vertisoles, Phaeozems y capas de Tepetates (Escamilla et al., 2002). Los Luvisoles, particularmente, representan suelos policíclicos, poligenéticos de alto grado de desarrollo que han sido formados en el Holoceno (Solleiro et al., 2003).

En este trabajo, se plantea una serie de interrogantes sobre la génesis de la cubierta edáfica del Glacís de Buenavista, las cuales se refieren precisamente a la edad máxima en la que se han desarrollado estos suelos, los mecanismos que determinan su distribución espacial y las condiciones ambientales bajo las que se han desarrollado.

La siguiente interrogante es ¿qué mecanismos controlan la presencia de una u otra unidad de suelo que se presenta en el área?, ya que los límites laterales entre los tipos de suelo son abruptos, lo cual nos habla de discontinuidades en los procesos que les han dado origen.

La tercera interrogante se refiere a si el clima, por diferencia altitudinal, es el factor que determina la distribución de suelos en esta zona o bien se tienen paleosuelos cuya génesis no corresponde a las condiciones ambientales actuales.

Al resolver esta serie de interrogantes se contribuirá al entendimiento de los procesos de génesis de suelos en un piedemonte dentro de la Faja Volcánica Transmexicana. Además puede ayudar con la planeación de proyectos de restauración en esta zona, ya que el intentar restaurar los suelos que se desarrollaron en ambientes distintos a los actuales, es casi imposible.

1.1 Objetivos

- Determinar el mecanismo de desarrollo de la cubierta edáfica en el Glacís de Buenavista así como sus relaciones espacio temporales, reconociendo el efecto de los cambios ambientales en el desarrollo de los suelos y la influencia del hombre sobre éstos y el paisaje.
- Determinar la dinámica de erosión que existe en la zona y que ha modificado el paisaje durante el Cuaternario.

1.2 Hipótesis

El Glacís de Buenavista es una geoforma que presenta una cubierta de suelos muy evolucionados con alto grado de intemperismo (Luvisoles), que coexisten con suelos de menor evolución (Vertisoles) y con capas de depósito de lahar. Esta situación lleva a conformar dos hipótesis:

1) La distribución de la cubierta edáfica es producto de la dinámica paleoambiental, que ha permitido la formación de suelos muy evolucionados (Luvisoles), sobre materiales no intemperizados (Tepetates); además los cambios en el ambiente producen modificaciones en el suelo y la formación de una cubierta con directrices pedogenéticas diferentes (Vertisoles y Luvisoles) con una relación en cuanto al cambio de clima húmedo a más seco.

2) La distribución de la cubierta edáfica es producto de una topo-climo-secuencia y por lo tanto corresponde a una catena de suelos volcánicos ubicándose los Luvisoles en las partes más altas y húmedas y los Vertisoles en las bajas, ambos sobre los Tepetates.

Capítulo II

MARCO TEORICO

La gran diversidad de suelos presente en el planeta está determinada por el gran número de combinaciones posibles de los factores formadores (tiempo, material parental, relieve, biota y clima). A pesar de que existen patrones de asociación y distribución de los suelos, los cuales se repiten en varias zonas alrededor del mundo. Estos patrones pueden estar asociados a un factor dominante como la posición geomorfológica, el material parental, etc.; es por ello que es necesario conocer con gran detalle los factores que involucran el desarrollo de cada grupo de suelos, en especial los suelos tipo Luvisol, Vertisol y los regolitos arcillosos (Tepetates) que son de interés para este trabajo.

En México existe una asociación de suelos o patrón en los piedemontes volcánicos, el cual está conformado por suelos arcillosos tipo Luvisol ó Acrisol en la parte alta, asociados muchas de las veces con Tepetates, y en las partes bajas suelos tipo Vertisol, como en Veracruz (Rossignol et al. 1992) y en el Glacís de Buenavista (Solleiro et. al., 2003).

Por lo tanto, en este capítulo se describirán a detalle las características de los factores formadores de cada uno de estos tipos de suelo para con ello tener en claro su génesis.

2.1. Vertisoles

El nombre Vertisol proviene del latín “*vertere*”, dar vuelta, que refiere al constante movimiento del material del suelo (Deckers et. al. 2001). La World Reference Base (WRB, 2006) clasifica este grupo de suelos por medio del horizonte vértico, el cual es un horizonte subsuperficial arcilloso que se desarrolla como resultado de la contracción y expansión de arcillas que genera facetas de fricción (slickensides) y una estructura de los agregados en forma de cuña. Esto da origen a un microrelieve denominado Gilgai.

Los criterios de diagnóstico para un horizonte vértico son:

1. Debe contener 30 por ciento o más de arcilla.
2. Debe contener agregados estructurales acuñaados con un eje longitudinal inclinado entre 10° y 60° del horizontal.
3. Debe contener facetas de fricción (slickensides).

Este grupo de suelos se encuentra ampliamente distribuido en el mundo y se forma en muchos climas: Sin embargo los Vertisoles son especialmente importantes en los climas tropicales sub-húmedos y semiáridos, subtropicales, y en los climas húmedos con una marcada estacionalidad de lluvia y sequía, con una precipitación anual media de 500 -1000 mm (Mermut et. al. 1996; Deckers et. al. 2001).

Se ha considerado como requisito para la formación de Vertisoles variaciones estacionales en condiciones de humedad (época de lluvias y secas), las cuales dan lugar al intemperismo de minerales primarios durante las estaciones húmedas, y promueven la acumulación de cationes básicos en las estaciones secas. Las excepciones a esta regla son casos donde existen arcillas esmectíticas alóctonas, como en ambientes de depósitos aluviales, costeros, deltáicos y calcáreos (Mermut et. al. 1996; Deckers et. al. 2001).

Las áreas donde se encuentran los Vertisoles se caracterizan por un período en el cual la evapotranspiración potencial excede la precipitación (período seco), con suficiente déficit de la humedad para inducir el agrietamiento.

Los Vertisoles se encuentran típicamente en las posiciones más bajas del paisaje tales como fondos secos del lago, terrazas fluviales del río, y piedemontes, o en depresiones que periódicamente se inundan.

La infiltración de estos suelos es lenta, dando lugar a la acumulación superficial del agua de la lluvia en períodos húmedos (Mermut et. al. 1996).

De igual forma estos suelos forman un microrelieve llamado "gilgai" en superficie caracterizado por pequeños montículos poligonales redondeados divididos por fracturas o depresiones (Mermut et. al. 1996).

Los Vertisoles se pueden formar en materiales parentales muy antiguos de edades inclusive precámbricas. Sin embargo el tiempo de desarrollo de los Vertisoles es corto ya que en materiales poco consolidados puede tardar algunos cientos de años, aunque en materiales consolidados puede ser necesario mucho más tiempo (Clement et al. 1996).

El material del cual se forman puede ser a partir de una amplia variedad de cuerpos de roca como basaltos, rocas calcáreas, gneis y areniscas, depósitos deltaicos, depósitos lacustres, glacio-lacustres, con un alto contenido de ferromagnesianos y una alta relación de silicio respecto del Al (Mermut et. al. 1996. Clement et al. 1996).

Para el desarrollo de estos suelos es necesario la presencia de minerales arcillosos de tipo 2:1 como las esmectitas, las cuales requieren condiciones microambientales específicas (altos contenidos de silicio, pH de 7 o más alto), así como también pueden existir transformaciones directas de feldespatos a esmectitas (Mermut et. al. 1996; Clement et al. 1996).

Las características del clima y del suelo limitan el crecimiento de ciertas especies de plantas. Las principales características de la vegetación natural en estos suelos son la tolerancia a la sequía, así como también deben tener raíces profundas con resistencia a los fenómenos de agrietamiento de los suelos.

La mayoría de los Vertisoles tienen como vegetación nativa selva baja caducifolia siendo la acacia la especie arbórea más común en los Vertisoles en todo el mundo. Sin embargo la vegetación no es un factor crítico en su génesis (Mermut et. al. 1996; Clement et. al. 1996).

Estos suelos tienen la capacidad de expandirse y de contraerse debido a la presencia de las arcillas tipo 2:1 que tienen capas interlaminares con agua, la cual se pierde a medida que se deshidratan los suelos, induciendo las grietas en las partes superiores del suelo y dando lugar a la estructura distintiva a lo largo del perfil del suelo. El grosor y la frecuencia de las grietas superficiales, que penetran a una profundidad de 50 cm o más, se han utilizado para definir diversas clases de

Vertisoles. La mayoría de los investigadores apoya a la peloturbación como proceso fundamental en la formación de Vertisoles (Deckers et. al. 2001; Hendrick. 1991; Mermut et. al. 1996; Allen y Fanning 1991).

La distribución de la cubierta de Vertisoles a nivel mundial es de 335 millones de hectáreas, donde 150 millones de hectáreas son usadas para cultivo. Los Vertisoles en las zonas tropicales cubren 200 millones de hectáreas aproximadamente, por lo tanto la mayoría se encuentran en las zonas tropicales semiáridas, con una precipitación anual media de 500-1000 mm. Las áreas más grandes de Vertisoles se encuentra en zonas con sedimentos que tienen un alto contenido de arcillas esmectíticas o que producen tales arcillas por intemperismo post-deposicional (Sudán), y en las extensas mesetas de basalto (India y Etiopía). Los Vertisoles también se encuentran ampliamente distribuidos en Sudáfrica, Australia, el suroeste de los Estados Unidos de América, Uruguay, Paraguay y Argentina (WRB, 2006; Mermut et. al. 1996). En México abarcan el 162.112 km², siendo el 7.1 % del territorio nacional (Atlas Nacional de México, 2007).

2.2. Luvisoles y Lixisoles

La WRB (2006) considera un Luvisol a los suelos con las siguientes características:

Tiene un horizonte árgico (del L. **argilla**, arcilla blanca), el cual es un horizonte subsuperficial que posee claramente mayor contenido de arcilla que el horizonte suprayacente; es decir debe tener una textura franco arenosa o más fina y por lo menos 8 % de arcilla en la fracción tierra fina (menor o igual a 2 mm) y más arcilla

total que el horizonte suprayacente de textura más gruesa (excluyendo las diferencias que resultan sólo de una discontinuidad litológica). La diferenciación textural es el rasgo principal para reconocer los horizontes árgilicos en el campo.

La eluviación es un proceso de remoción de constituyentes de los horizontes del suelo, traslocados con el agua. Los horizontes eluviales se denominan con la letra "E". La iluviación se define como el proceso de recibir o acumular materiales que provienen o que se mueven por la eluviación; comúnmente la iluviación forma un horizonte designado como Bt, que presenta alto contenido de arcilla y revestimientos dentro y fuera de los agregados (Fanning y Fanning, 1989).

Los Luvisoles se desarrollan en geoformas de pendiente suave y áreas planas, en regiones templadas o con clima mediterráneo, su formación se favorece en climas con una marcada estacionalidad. En México este tipo de suelos se encuentra asociado a una vegetación de bosque.

El tiempo necesario para desarrollar un Luvisol no está bien definido, ya que ciertos autores reportan distintas edades. Por ejemplo, son necesarios más de 10,000 años para la formación de un horizonte Bt en regiones templadas (Jahn y Stahr, 1996), aunque para que haya un remplazo casi completo de material parental, se requiere un periodo de por lo menos 40,000 años bajo condiciones de clima árido Birkeland (1999). Sin embargo Miehlich (1991) reporta que para la transformación de Andosoles a Luvisoles en la Sierra Nevada de México se requieren más de 10,000 años.

Los Luvisoles son suelos que se pueden desarrollar en una amplia variedad de materiales no consolidados como depósitos eólicos, aluviales, coluviales y hasta depósitos glaciares.

La eluviación de las arcillas ocurre bajo condiciones de flujo de agua. Comienza con la dispersión de las arcillas promovida por la pérdida de bases y de óxidos de hierro, los cuales favorecen la agregación de las partículas. Sin estos aglutinantes las arcillas quedan en suspensión y pueden ser eluviadas por el agua. Estas partículas pueden flocular nuevamente en el suelo, por el incremento de sales en solución del suelo o por el incremento de cationes como calcio, promoviendo así el desarrollo de un horizonte iluvial (Bt). Los Luvisoles tienen arcillas de alta actividad en todo el horizonte árgilico y una alta saturación de bases a profundidad (Fanning y Fanning, 1989).

Los Luvisoles se extienden en 500 a 600 millones de hectáreas a nivel mundial, principalmente en regiones templadas; por ejemplo en el oeste y el centro de la federación Rusa, de los Estados Unidos de América y de Europa central, pero también en la región mediterránea y Australia meridional. En regiones subtropicales y tropicales, los Luvisoles se encuentran principalmente en superficies relativamente jóvenes, debido al alto intemperismo en esas zonas (Peter, 1999). En México abarcan una superficie de 86.8 km², siendo el 4.1 % del territorio nacional (Atlas Nacional de México, 2007).

La diferencia con los Lixisoles consiste básicamente en estos tienen una alta saturación con bases y arcillas de baja actividad. Su nombre proviene del latín *lixivia*, (sustancias lavadas). El ambiente en el que se desarrollan son principalmente en regiones con clima tropical, subtropical o templado cálido con

una estación seca pronunciada y principalmente en antiguas superficies de erosión o depósito. Muchos Lixisoles se cree que son suelos poligenéticos con características formadas bajo un clima más húmedo en el pasado (WRB, 2006).

2.3. Acrisoles.

Un estado más avanzado de la evolución de los suelos tipo Luvisol son los Acrisoles. Estos suelos se caracterizan por ser fuertemente ácidos e intemperizados, con un alto contenido de arcilla en el subsuelo, producido también por procesos de iluviación (especialmente migración de la arcilla) que conducen a un horizonte árgilico. Los Acrisoles tienen una baja saturación de bases y baja actividad de las arcillas (Peter, 1999).

Estos suelos se desarrollan en una amplia variedad de materiales, mayoritariamente por intemperismo de rocas ácidas, y un notable intemperismo de arcillas, en superficies antiguas con topografía ondulada, en clima tropical-monsónico, subtropical y caluroso, asociados casi siempre a una vegetación boscosa.

La lixiviación de cationes debido al ambiente húmedo y al grado avanzado de desgaste por intemperismo desarrolla los Acrisoles. La distribución de los Acrisoles se encuentra principalmente en regiones templadas subtropicales y tropicales húmedas, las franjas meridionales del Amazonas, el sureste de los Estados Unidos de América, y de África del este y del oeste. Hay cerca de 1000 millones de hectáreas de Acrisoles por todo el mundo (WRB. 2006). En México estos suelos abarcan una superficie de 18.766 km², cubriendo el 1.9 % de la superficie del país (Atlas Nacional de Mexico, 2007).

2.4. Tepetates.

Los materiales no consolidados en la superficie de la Tierra son llamados regolitos, y pueden tener dos orígenes: formados por el intemperismo de rocas o transportados por un efecto gravitacional, por agua, viento, hielo o cualquier vector (Schaetzl y Anderson, 2006). Es por ello que los “Tepetates”

En México se ha encontrado una relación entre la distribución de los Tepetates y el clima. Los Tepetates aparecen únicamente en zonas con una precipitación anual menor a 800-900 mm. Además los Tepetates ricos en carbonato de calcio se localizan en zonas con precipitación inferior a 650 a 700 mm, situándose en regiones de clima relativamente seco (Zebrowski, 1992). En las zonas volcánicas del centro de México son muy comunes ocupando principalmente áreas del piedemonte (Miehlich, 1992).

De acuerdo con diferentes autores, el origen de dichos materiales puede ser muy variable: depósitos eólicos de tipo loess, lahares, depósitos de caída o flujos piroclásticos (Zebrowski, 1992).

Se han identificado dos orígenes para la formación de Tepetates: geológico y pedológico. Dentro del origen geológico se tiene la influencia de materiales volcánicos calientes (flujos piroclásticos) que al momento de enfriarse puede producirse el endurecimiento o por intemperismo del vidrio que provoca una cementación. Otros flujos que forman Tepetates son los lahares. En cuanto al origen pedológico se considera que durante el proceso de intemperismo se libera sílice y otros cementantes (óxidos de hierro e inclusive arcilla) que endurecen los materiales (Zebrowski, 1992; Oleschko et. al., 1992; Flores- Roman et. al., 1996).

Sin embargo no se ha demostrado claramente la presencia de cementantes en los Tepetates, por lo que alternativamente se ha considerado que el endurecimiento es debido a procesos de hidroconsolidación por secado y colapso de la estructura (Solleiro et. al., 2003; Gama et. al. 2007).

Con base en análisis cartográfico se estableció que en la república mexicana hay una superficie de aproximadamente 183,685 km² cubierta de Tepetates, donde 139,518 km² corresponde a Tepetates petrocálcicos, 37.247 km² a duripanes (tepetate volcánico) y 6,920 km² a petrogípsicos (Guerrero et. al. 1992).

Debido a lo amplio que puede ser génesis de estos, y el enfoque de estudio que se desarrolle, pueden ser considerados como depósitos de lahar, regolitos arcillosos, suelos volcánicos endurecidos o simplemente Tepetates. Es por ello que en esta tesis se consideran como Tepetates.

2.5. Asociación de Vertisoles-Luvisoles-Acrisoles-Tepetates en México.

Esta asociación de suelos la podemos encontrar en muchos de los piedemontes volcánicos de México, debido a que tanto los Luvisoles o Acrisoles, Vertisoles, y los Tepetates se pueden desarrollar sobre materiales parentales de origen volcánico.

El alto dinamismo al que están sujetas estas áreas hace que constantemente existan aportes de materiales volcánicos (cenizas, lapilli, flujos de lava etc.) además de materiales producto del intemperismo como son arcillas pedogenéticas, los cuales no siempre están consolidados y son susceptibles a

transportarse por medio de agua, generándose lahares, que se emplazan en los piedemontes.

Estos depósitos en ambientes templados o tropicales húmedos pueden generar suelos del grupo de los Luvisoles o Acrisoles; éstos al perder bases y ácido silícico por lixiviación, acumulándose en las partes bajas o en depresiones de los piedemontes, generan los ambientes ricos en bases y ácido silícico necesarios para el desarrollo de los Vertisoles. Por lo tanto, en una toposecuencia no sería raro encontrar estas asociaciones de suelo. Ya que las diferencias altitudinales producen cambios en el clima, pasando de templado húmedo a climas cálido-húmedo y cálido-seco en las posiciones más bajas, como se tiene en el Glacís de Buenavista.

Capítulo III

ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Marco geográfico y físico

El Glacís de Buenavista se localiza principalmente en la porción noroccidental del estado de Morelos y una porción del estado de México, entre los paralelos 18°20' y 19°08' de latitud norte y los meridianos 98°37' y 99°30' de longitud oeste, conformando un relieve de piedemonte originado por fases de erosión-sedimentación de materiales volcánicos procedentes de la Sierra de Zempoala, principalmente, y que constituye un gran abanico de edad pleistocénica. Cubre una extensión de 331 km² (Ortiz, 1977), aunque recientemente Martínez y López (2005) reevaluaron este valor, asignándole un área de 202.7 km² (Fig. 1).

Esta geoforma se encuentra delimitada por la Sierra de Zempoala en el norte, su límite oeste es el eje orográfico de dirección NE-SW conocido como la sierra Tejaltepec, el extremo sur lo delimita la Sierra de Xochicalco, finalmente al este por el derrame lávico “Mesa de la Gloria” donde se encuentra la ciudad de Cuernavaca (Ortiz, 1977).

La altitud máxima se encuentra en la parte norte, con 2600 m, llegando a la mínima en el sur a los 970 m, teniendo, en consecuencia, una diferencia de elevación de 1630 m y una pendiente promedio de 6°.

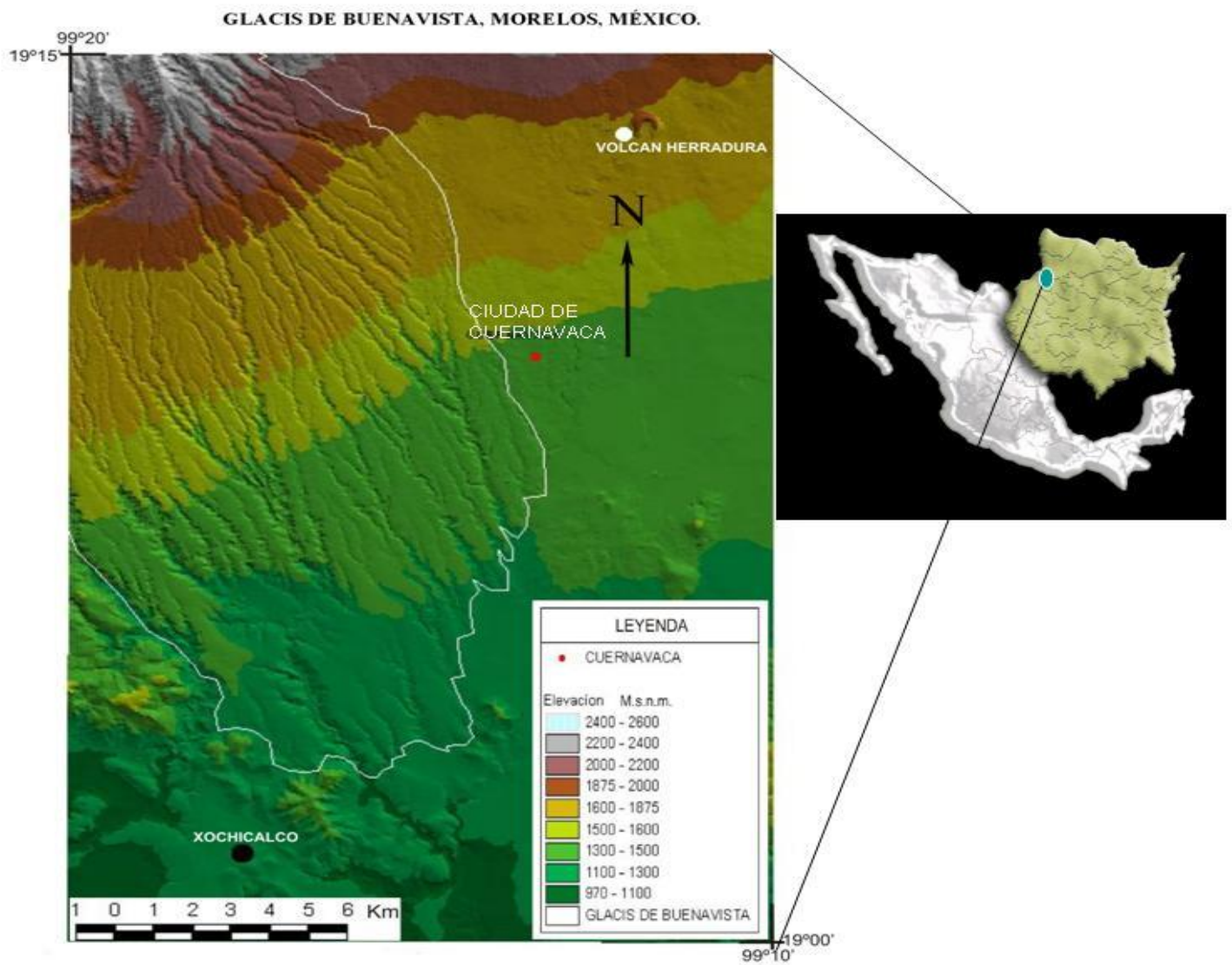


Figura 1. Ubicación Geográfica y altimetría del Glacís de Buenavista.

Guerrero (2007) refiere una alta variabilidad de la pendiente, señalando que va de 5 a 8°. En la parte norte, en la base de la sierra de Zempoala, las pendientes son mayores a 40°, en tanto que en la parte baja y sur del Glacís, son menores a 5°. Dado que el Glacís está surcado por barrancas profundas que corren de norte a sur, es en ellas, en donde las pendientes son más acentuadas. De hecho, la

disección del relieve es mayor en el norte con valores que oscilan entre 4.4 y 4.9 km/km², mientras que en el sur se tienen los valores menores, entre 3 y 3.6 km/km² (Guerrero 2007).

El clima que caracteriza al Glacís también cambia en función de las diferencias altitudinales con una precipitación anual de 1147mm y lluvias en verano de junio a septiembre, la temperatura media anual es de 20.7°C, con un promedio máximo de 23.2°C y mínimo de 18.72 °C (Solleiro, et al., 2003). El norte es templado subhúmedo con un promedio de 1200 mm de precipitación y una temperatura promedio anual de 18°C, en el centro semicálido subhúmedo con una precipitación anual de 1000 mm y temperatura promedio anual de 20°C; en el sur, cálido subhúmedo con una precipitación anual de 1000 mm y una temperatura de 23°C (Martínez y López, 2005. Carta Climática 1:500,000, 1970). Estos tipos climáticos junto con los gradientes altitudinales, determinan la distribución espacial de la vegetación. En las partes más altas predomina el bosque de coníferas. A medida que decrece la altitud y se incrementa la temperatura, dicho bosque va siendo sustituido por el bosque mixto, bosque de juníperos, selva baja y finalmente, bosque de galería predominante en las barrancas.

3.2. Marco Geológico

Fisiográficamente el Glacís de Buenavista se ubica en el límite de dos provincias fisiográficas, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Sierra Madre del Sur (Gama et al. 2004) (Fig. 2). Por lo tanto, sus características revelan una transición entre ambas, con materiales, principalmente de naturaleza volcánica que se

encuentran rellenándolo. Es por ello que podría considerarse a los suelos con una mayor influencia de la FVTM.

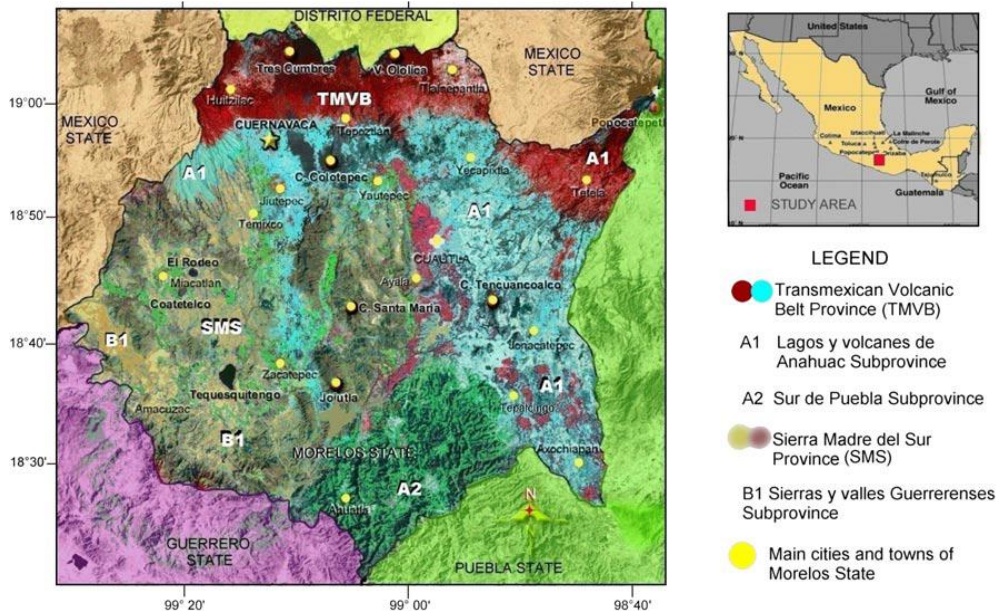


Figura 2. Provincias fisiográficas del Glacís de Buenavista (Gama et al., 2004)

3.3. Cuerpos de roca en el Glacís de Buenavista

Los cuerpos de roca que cubren el Glacís de Buenavista corresponden básicamente con dos formaciones geológicas, del Plioceno y Pleistoceno (Figura 3), constituidas por rocas volcánicas y depósitos clásticos de las Formaciones Cuernavaca y Chichinautzin (Fries 1960).

Formación Cuernavaca

La Formación Cuernavaca, propuesta por Frías (1960), toma su nombre de los depósitos epiclásticos, bien expuestos, sobre los que se construyó la ciudad de Cuernavaca. Desde su borde septentrional (unos cuantos kilómetros al norte de

Cuernavaca), la formación se extiende en forma de manto interrumpido hacia el sur (límite con el estado de Guerrero) por distancias variables, sepultando rasgos topográficos bajos.

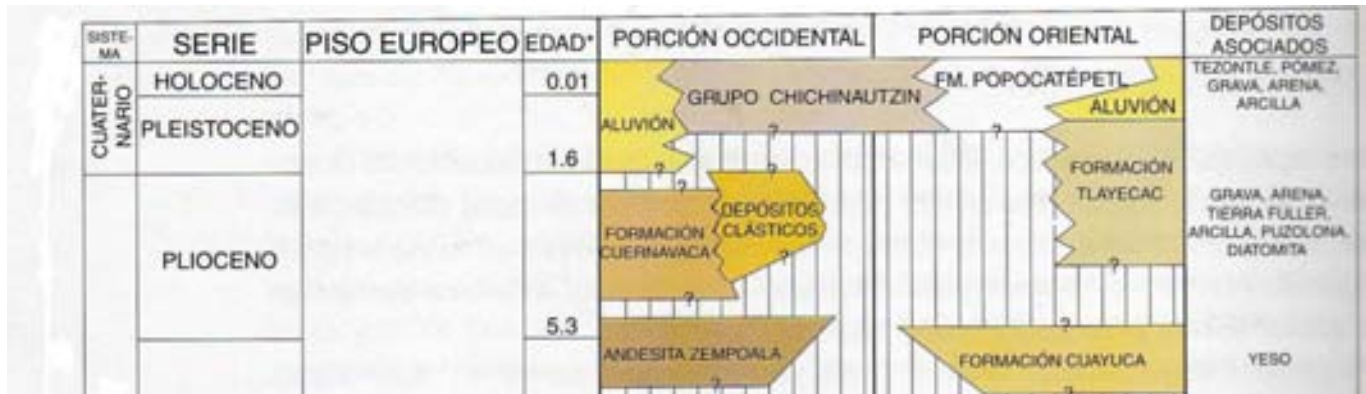


Figura 3. Unidades de roca del Glacis de Buenavista y su correlación estratigráfica de acuerdo a Fries (1966).

La constitución litológica de la Formación Cuernavaca es variada en extremo. La parte septentrional y topográficamente más alta de la unidad está formada predominantemente por un conglomerado en forma de abanico de grano medianamente grueso cuyos constituyentes son casi exclusivamente rocas volcánicas andesíticas erosionadas de las series volcánicas terciarias circundantes (figura 4). Algunas capas tienen un carácter lahárico, mientras que otras presentan rasgos de depósito fluvial. Más hacia el sur, las capas se hacen progresivamente tan delgadas que rara vez exceden los 2 m de espesor. Son de grano más fino, en promedio, aunque se presentan aún cantos grandes en algunas capas. Los fragmentos no son tan angulosos, en general, como los que se hallan más al norte (Frías, 1960).



Figura 4. Afloramiento de la Formación Cuernavaca.

Formación Chichinautzin

Fríes (1960) utilizó el nombre Grupo Chichinautzin para todas las corrientes lávicas, estratos de toba, brecha y materiales clásticos interestratificados, depositados por agua, de composición andesítica y basáltica, que descansan con discordancia encima de la Formación Cuernavaca o de unidades más antiguas. Posteriormente, Schlaepfer (1968) cambió el rango de grupo a formación, por haberse efectuado la separación de los miembros en la sierra del mismo nombre. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) proponen aplicar este nombre a todo vulcanismo monogenético, principalmente estromboliano, con características y edades similares en la región de la cuenca. Martín del Pozzo (1982) lo consideró como un campo volcánico basáltico mayor a los 1,200 km² de área, compuesto por más de 150 domos, conos volcánicos y estratos subhorizontales de derrames de lava.

Herrero y Pal (1978) determinaron, mediante paleomagnetismo, que este campo volcánico se formó hace 780,000 años y Delgado-Granados y colaboradores

(1998) señalan una edad de 2,000 años para el Xitle, el volcán mas joven del grupo, cubriendo en consecuencia una edad del Pleistoceno medio al Holoceno.

3.4. Tectónica

El Glacís de Buenavista se localiza dentro del graben de Cuernavaca, que tiene una longitud de 39 km en la parte oeste y de 45 km en la parte este con una orientación preferencial de NE- SO, delimitado al oeste por la falla Chalma y al este por la falla Cañón de Lobos (Macías, 2006).

La falla Chalma es de tipo normal, con buzamiento general de 40° hacia SE, una longitud de 36 km y una anchura constante de 5 km. Esta falla afecta a la caliza de la formación Morelos en la parte sur, a depósitos volcánicos miocénicos de la formación Tepoztlán en la parte norte y a flujos de lava holocénicos de la formación Chichinauzin en la parte central.

Como se observa en la figura 5, estos elementos tectónicos parecen controlar la evolución del Glacís, contribuyendo la subsidencia de toda la Zona.

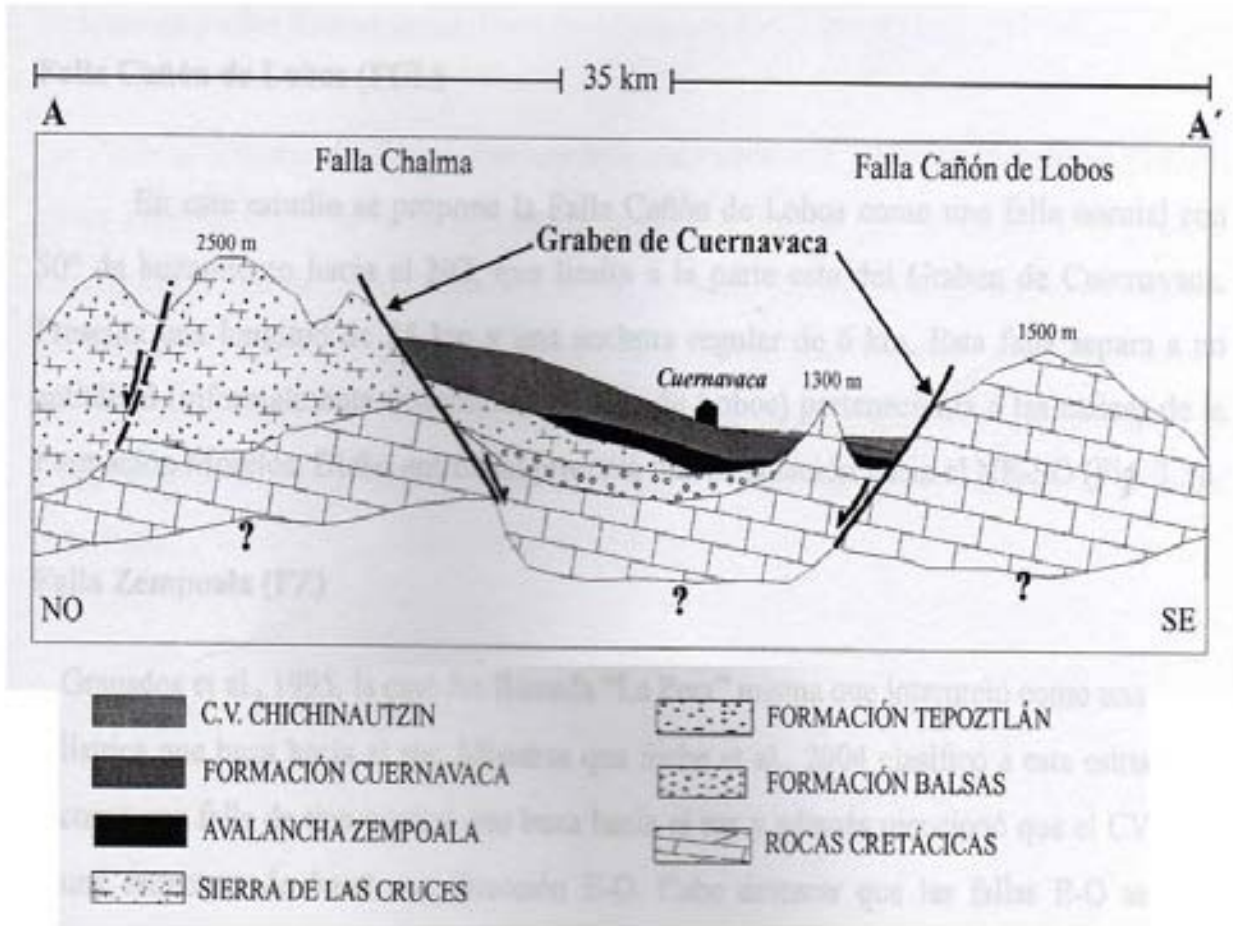


Figura 5. Graben de Cuernavaca en cuya parte central se ubica el Glacis de Buenavista (Macías, 2006).

Capítulo IV

METODOLOGÍA

En este Capítulo se detallará la obtención de las muestras, así como la aplicación de los análisis selectos de suelos que se les practicaron a las mismas.

4.1 Trabajo en campo

El trabajo de campo se llevó a cabo en el piedemonte volcánico llamado Glacís de Buenavista, con el fin de obtener información sobre la geología y elementos pedológicos y paleopedológicos que proporcionaran un registro de la dinámica del sitio y de su ambiente. Para ello se hizo un recorrido de campo en toda la zona identificando las unidades de suelo, sus contactos, su posición en la geoforma, los materiales geológicos, la vegetación, entre otros aspectos.

La localización de los perfiles, fue controlada por medio de un sistema de posicionamiento global (GPS) Garmin modelo 12 X.

Los perfiles de suelo seleccionados, fueron descritos y clasificados siguiendo los criterios establecidos por la WRB (2006), prestando especial atención en el reconocimiento de las propiedades que determinan los procesos de formación de los suelos, como lo son la textura, estructura, acumulación de arcilla iluviada, presencia de concreciones de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, acumulación de carbonatos etc.

4.2 Toma de muestras

El muestreo se hizo en cada horizonte genético identificado en los perfiles seleccionados para el estudio. Se tomaron tres tipos de muestras para:

1. Análisis físicos, químicos y mineralógicos, tomándose aproximadamente 2 kg de cada horizonte genético.
2. Para el fechamiento por C^{14} se tomaron muestras de aproximadamente 2 kg, sólo de horizontes que contaran con suficiente materia orgánica y que además fuesen representativos de una unidad de suelo y que estuvieran aislados de la superficie. La toma de este tipo de muestras se realizó con cuidado de no contaminada con algún tipo de material orgánico reciente, por lo que se evitó tener contacto directo con las manos o utensilios de madera, papel etc.
3. El tercer grupo de muestras fue para la elaboración de secciones delgadas, en donde se tomaron bloques inalterados de suelos en tamaños variables pero manteniendo un tamaño mínimo de 8x6x4 recomendado por Jongerius y Heintzberger (1963), el bloque fue orientado según su posición en el perfil, envuelto en papel aluminio y finalmente colocado dentro de una caja de cartón para evitar su disgregación.

4.3 Preparación de las muestras

Las muestras recolectadas para su análisis en laboratorio tanto físico como químico, se secaron en unas charolas a temperatura ambiente, después se tamizaron pasándolas por la malla de 2 mm (debido a que la fracción <2mm es la que se considera activa) y se utiliza para los análisis.

4.4 Determinación del color

El color se determinó bajo luz natural en cada uno de los horizontes utilizando una carta de color Munsell (1975) tanto en húmedo como en seco, colocando las muestras en una placa de porcelana.

4.5 Separación y cuantificación de las fracciones arena, limo y arcilla.

La técnica para la separación de las arenas, limos y arcillas fue tomada de Jackson, et al. (1949). El primer paso fue destruir los agentes cementantes, como materia orgánica y óxidos de hierro. Se pesaron 20 g de suelo colocándolo en vasos de precipitados de 150 ml, humedeciéndolos con agua destilada. Posteriormente se agregaron 10 ml de H₂O₂ (peróxido de hidrógeno) al 10 %, y se agitó para evitar una excesiva efervescencia que provocara la pérdida de suelo. Se colocaron en baño María a 60° C por 24 horas, agregando continuamente agua destilada para evitar que la muestra se seque. El proceso continuó hasta

que la muestra no efervesciera al agregar peróxido, lo que indicó que la materia orgánica fue eliminada.

Una vez libre de materia orgánica la muestra se transfirió a tubos de centrifuga de 50 ml, y se agregaron 40 ml de solución A, compuesta de una mezcla de solución de citrato de sodio 0.24 M y bicarbonato 0.2 M. Se agitó y se calentó a 75° C. Al alcanzar esta temperatura se adicionaron 0.4 g de ditionito de sodio manteniendo la mezcla a esa temperatura por 15 minutos agitando constantemente. Después de ese tiempo se centrifugó (Rotanta modelo 46) a 5000 rpm por 5 minutos, se decantó y se observó la coloración de la muestra; cuando se presentaron colores grisáceos, debido a la extracción de los óxidos de hierro, se consideró que se encontraba libre de ellos, en caso de que tuviera coloraciones rojizas a amarillentas se repetía la operación.

Nota: en el caso que el sobrenadante presentara turbidez se agregó cloruro de magnesio y se centrifugó.

Separación de la fracción arena, limo y arcilla

Una vez libre de óxidos y materia orgánica, la muestra se depositó en un tamiz de abertura 0.02 mm lavando la muestra con agua destilada, separando así la fracción arena que queda en el tamiz. Las fracciones de limo y arcilla se colocaron en un vaso para agitación, agregando 5 ml de solución Calgón (agente dispersante de hexametáfosfato de sodio 0.4 N), mezclando en un agitador automático Oster por 5 minutos. El siguiente paso fue vaciar la muestra en probetas de 1000 ml y aforarla con agua destilada.

Pasadas las 24 horas se extrajeron los primeros 300 ml superficiales de la probeta, y se volvió a aforar a 1000 ml, se agitó por 3 minutos y se dejó reposar otras 24 horas. Este procedimiento se repitió hasta que en los primeros 300 ml no se viera muestra suspendida.

Los 300 ml que se van separando cada 24 horas, contienen la fracción arcilla, debido a que ésta permanece en suspensión, mientras que los limos se sedimentan.

Nota: las arcillas separadas se flocculan utilizando una solución de cloruro de magnesio al 30 %.

Teniendo separada cada fracción, se secó en un horno a 40° C, finalmente se pesaron en una balanza analítica Ohaus modelo Explorer con resolución de 0.001 g. Con el peso de cada fracción se determinaron los porcentajes de arena, limo y arcillas de cada uno de los horizontes.

4.6 Determinación de la reactividad del suelo (pH).

Se pesaron 10 g de suelo en un vaso de precipitado, llevándolo a una relación 1:2.5 con agua destilada y se agitó por 30 minutos, posteriormente se dejó sedimentar y se leyó el pH utilizando un potenciómetro Conductronic pH 120.

4.7 Determinación de óxidos cristalinos de Fe por extracción de ditionito-citrato-bicarbonato de sodio.

Para la determinación de Fe cristalino (Mehra y Jackson, 1960), el primer paso fue moler en un mortero de ágata, 1 g de muestra. Después la muestra fue colocada en tubos de centrifuga de 50 ml agregando 25 ml de solución de citrato de sodio 0.24 M y bicarbonato 0.2 M, se agitó para la extracción y se calentó a 75° C. Alcanzando esta temperatura se adicionaron 0.4 g de ditionito de sodio, dejando reaccionar por 15 minutos. Posteriormente, se centrifugó 5 minutos a 5000 rpm. El sobrenadante se decantó a un matraz aforado de 100 ml. Se hizo una segunda extracción repitiendo los mismos pasos. Luego se aforaron los matraces y se filtraron con papel Whatman no. 4 en envases de polietileno de 125 ml.

Se elaboró una curva de calibración en matraces de 50 ml agregando en cada matraz 20 ml de solución citrato de sodio-bicarbonato de sodio y 0.4 g de ditionito de sodio, con las concentraciones de 0,1, 2, 3, 5, mg/L.

Para la determinación Fe en los extractos se utilizó un espectrofotómetro de absorción atómica (Perkin Elmer modelo 3110). Los cálculos se hicieron a partir de la fórmula:

$$\text{Fe cristalino mg/g} = \frac{(\text{mg / L de Fe lectura} - \text{B}) \times \text{F} \times 100}{\text{Peso del suelo g} \times 1000}$$

Donde:

B mg / L obtenidos en el blanco

F factor de dilución

4.8 Determinación de Fe, Al y Si amorfo utilizando oxalato de amonio.

Para la determinación de Si, Al y Fe amorfo (Mehra y Jackson, 1960) se pesó 1g de suelo molido, de cada una de las muestras, con un mortero de ágata, teniendo una repetición por muestra, colocadas en envases de polietileno de 125 ml. Se consideraron dos blancos por cada lote de muestra y una muestra patrón. Se añadieron 50 ml de solución de oxalato (lo componen 17.56 g de ácido oxálico dihidratado $C_2H_2O_4 \cdot 2H_2O$ y 28.4 g de oxalato diamónico monohidratado $(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$). Esta solución se ajustó a pH de 3.25 con hidróxido de amonio aforándolo a 1 litro. Se colocaron en una caja hermética a la luz, debido a que la reacción es afectada por la luz ultravioleta. La caja con las muestras adentro se agitó durante 4 horas, pasado este tiempo se filtraron inmediatamente con papel Whatman no. 4 en un cuarto oscuro.

Para la determinación del aluminio se prepararon curvas de calibración en matraces de 50 ml con concentraciones de: 0, 2.5, 5, 10, 15 y 20 ml solución estándar de 10 mg de Al/L. Además se le agregaron a cada matraz 5 ml de solución de KCl al 10 % aforando a 50 ml para obtener una curva de: 0, 5, 10, 20, 30 y 40 mg Al /L.

Para la determinación de hierro se utilizaron también matraces aforados de 50 ml, preparando una curva de calibración de 0, 0.5, 1, 1.5, 2 y 2.5 ml de una solución estándar de 100 mg de Fe/L, aforándolo para obtener: 0, 1, 2, 3, 4 y 5 mg de Fe/L

Por último, para la determinación de silicio se colocaron 0, 2.5, 5, 10, 15 y 20 ml de una solución estándar de 100mg de Si/L y se aforó en matraces de 50 ml, para obtener 5, 10, 20 30 y 40 mg de Si/L.

Las determinaciones de Fe, Al y Si en los extractos se realizaron con un espectrofotómetro de absorción atómica (Perkin Elmer modelo 3110).

Nota: la determinación del Si se tiene que hacer inmediatamente después de la extracción, ya que éste precipita rápidamente y podría tapar el capilar del aparato.

Los cálculos se reportaron en mg/ g de suelo seco al aire, utilizando la siguiente:

$$\text{Fe, Al, Si amorfo mg/g} = \frac{(\text{mg / L lectura} - \text{B}) \times \text{F} \times 50}{\text{Peso del suelo g} \times 1000}$$

Donde:

B mg sobre L obtenidos en el blanco

F factor de dilución

4.9 Micromorfología en láminas delgadas.

Cada bloque inalterado tomado en campo fue secado a temperatura ambiente, posteriormente se colocó en envases herméticos para la impregnación con resina epóxica con índice de refracción de 1.65. A la muestra se le adicionó la resina necesaria, hasta que cubrió 2 cm por encima del bloque, posteriormente se colocaron dentro de una cámara de vacío a 24 bars durante 15 minutos aproximadamente, con el fin de extraer todo el aire que se encuentra dentro los micro y macro poros del bloque de suelo. Después de este tratamiento la resina entró en todos los espacios ocupados por el aire y fue necesario agregar más

resina hasta cubrir nuevamente 2 cm por arriba del bloque; y nuevamente fue sometida a vacío.

Terminado el segundo ciclo de vacío, los bloques fueron colocados bajo sombra durante 15 días para evitar el endurecimiento de la resina y así favorecer la impregnación completa de todo el bloque. Posterior a los 15 días los bloques se colocaron bajo el sol para promover el estado de gelación de la resina y su posterior endurecimiento, el cual tarda aproximadamente una semana.

Finalmente los bloques fueron colocados a una temperatura de 75° C, utilizando una parrilla eléctrica Termoline, con el fin de consolidar al máximo el bloque.

Una vez obtenido el estado sólido se prosiguió a cortarlo en secciones de 5x4x1 cm, utilizando una sierra circular de diamante lubricada con diesel.

Antes de montar en el portaobjetos se pulió una de las caras del bloque mediante una secuencia de lijas con abrasivo No. 100, 200, 400 y 1000, finalizando con un abrillantamiento con alúmina, en una pulidora rotatoria.

Una vez pulido el bloque fue montado en el portaobjetos petrográfico de igual tamaño utilizando la misma resina epóxica con la que se impregnó, y se dejó secar por 24 horas. Pasado este tiempo se cortó una lámina delgada de aproximadamente 100 micras de espesor, utilizando una cortadora circular de diamante lubricada con agua. La lámina delgada se pulió con una serie de abrasivos 200, 600 y 1000 hasta obtener un grosor de 30 micras.

Finalmente la lámina se fijó con resina epóxica y se cubrió con un cubreobjetos, el cual se presionó para sacar todas las burbujas de aire que quedaron.

Obtenidas las láminas se observaron en un microscopio petrográfico Olympus BX 51, observando los siguientes edaforasgos:

- La matriz. Es el término para describir los componentes del material del suelo, como son los huecos, la agregación, la microestructura (tamaño, forma y arreglo de los componentes del suelo) y distribución del material grueso y fino.
- La fábrica del suelo (patrón constituyente del suelo) que determina el arreglo espacial de los sólidos y el espacio vacío entre ellos.
- Los rasgos pedológicos: son las unidades reconocibles en el suelo, como revestimiento de arcilla (cután), nódulos de hierro, fragmentos de roca, fragmento de raíces, carbón, revestimiento de materia orgánica, papulas (fragmento de revestimiento de arcilla).
- Los componentes básicos. Son las unidades más simples que componen los bloques más complejos del suelo, como los granos de arena, fragmentos de plantas, aglomeración de arcilla, materia orgánica, etc.

4.10 Análisis mineralógico de la fracción arena fina

La identificación de las especies minerales en la fracción arena fina y muy fina (malla de 250 micras) se hizo por medio de las propiedades ópticas que caracterizan cada mineral, utilizando un microscopio petrográfico (Olympus modelo BX 51). Bajo luz transmitida se observó el color, forma, crucero, pleocroismo, índice de refracción y el relieve; con el analizador (nicol cruzado) se

observaron los colores de interferencia, la extinción y la elongación de cada especie mineral.

Para la cuantificación se identificaron 400 granos minerales por horizonte montados en resina epóxica con un índice de refracción de 1.65, con los cuales se calcularon los porcentajes de minerales presentes.

4.11 Difracción de rayos X de la fracción arcilla

Los difractogramas se obtuvieron en un difractómetro Philips Mod.1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) semiautomatizado con registro digital de los datos, utilizando radiación Cu K α de foco fino, monocromada de grafito.

Para preparar las fracciones orientadas, una pequeña cantidad de muestra se mezcló con agua mili-Q y se disgregó mediante un baño de ultrasonidos de baja potencia. A continuación se prepararon dos fracciones orientadas (en un soporte de vidrio) de cada muestra utilizando una pipeta automática de 1 ml.

Cuando las muestras se secaron a temperatura ambiente, se corrieron las diferentes fracciones orientadas sin tratamiento de 4 a 70° y se identificaron los picos de arcilla. En segundo lugar y en base a los resultados obtenidos en las muestras sin tratamientos, una de las fracciones orientadas de cada muestra se glicoló y se analizó en el intervalo angular de 4 a 20°. Finalmente la otra fracción orientada, se calentó en dos etapas a 400° y 550°, respectivamente, se analizó nuevamente en el intervalo angular de 4 a 20°.

La identificación del tipo de arcillas fue realizada en base a la metodología de Starkey et. al. (1984) por comparación con de muestras standard, en la cual se baso en los siguientes criterios:

Caolinita: presenta un pico inicial de 7Å, el no se modifica el tratamiento con Etilenglicol, no elevando la temperatura a 400°C. Y solo se destruye al elevarse la temperatura a 550°C. Para diferenciar entre Halloisita y Caolinita, se utilizo la intensidad de los picos 4 Å y 7 Å, los cuales en la Caolinita en mayor intensidad el de 7 Å; y menor el de 4 Å. Y viceversa para la Halloisita (Dixon y Weed, 1989).

Esmectita: presenta un pico inicial de 14 15 Å, que con Etilenglicol cambia el largo del espaciamiento hasta 18 Å. Y cuando se calienta a 400°C el espaciamiento se reduce a 10 Å. Finalmente a 550°C el pico de 10 Å aumenta su intensidad.

Vermiculita: el pico inicial es de 14 Å, no tiene cambio con Etilenglicol, y colapsa a 10 Å con una temperatura de 400°C, y al elevarla a 550°C no hay cambios.

4.12 Composición química total e índices de intemperismo

Para la determinación de elementos mayores, menores y traza, las muestras fueron molidas en un mortero de ágata y enviadas al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geología de la UNAM en donde fueron analizadas en un sistema secuencial de FRX *Siemens* SRS 3000 (tubo de Rh y ventana de Be 125), y con una calibración mediante dos muestras internacionales de referencia geoquímica (MIRG).

Con los contenidos de elementos obtenidos por fluorescencia de Rayos X, se calcularon algunos índices de intemperismo, que evalúan la intensidad de este

proceso mediante relaciones molares de varios elementos. Para este estudio se emplearon los índices que se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Fórmulas e interpretación de índices de intemperismo (Price y Velbel, 2003).

Índice	Fórmula	Valor óptimo de materiales no intemperizados	Valor óptimo de materiales intemperizados	Referencias
R	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	>10	0	Ruxton (1968)
WIP	$(100)[(\text{Na}_2\text{O}/0.35)+(\text{MgO}/0.9)+(\text{K}_2\text{O}/0.25)+(\text{CaO}/0.7)]$	>100	0	Parker (1970)
CIA	$(100)[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$	≤ 50	100	Nesbitt y Young (1988)
CIW	$(100)[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})]$	≤ 50	100	Harnois (1988)

4.13 Edad de los suelos

Se efectuaron fechamientos de la materia orgánica de ciertos horizontes de suelo, por medio de AMS. Las muestras se secaron evitando la contaminación externa y fueron enviadas al laboratorio de Beta Analytic E.U.A.

4.14 Análisis de fotografías aéreas

Con el fin de tener una aproximación del área de afloramiento de Tepetates en la actualidad, se compararon dos fotografías aéreas a escala 1:10000. Las fotos que se compararon corresponden a los vuelos de 1971 y 2000. Se selecciono un área en particular del glacis, utilizando estereoscopía óptica, que presentara la mayor

concentración de afloramientos. Posteriormente se digitalizaron las fotos seleccionadas, utilizando un escáner Hp modelo Scanjet 3570c.

Teniendo las imágenes, se procesaron en el programa IMAGE PRO PLUS 5.1, en el cual se transformo a escala de grises de 16 bits. A cada imagen se ajusto conforme a una escala de 1Km. En base a la fotointerpretación previa y la corroboración en campo, se determinaron las zonas con un histograma específico que correspondió con los tepetates. Finalmente el programa sumo las áreas que presentaban este mismo histograma, obteniéndose así la suma total de áreas en km^2 .

Capítulo V

RESULTADOS

En este capítulo se describirán detalladamente los resultados de los análisis realizados en los suelos y pedosedimentos (sedimentos de origen pedológico) del Glacís de Buenavista.

5.1 Distribución espacial de suelos y pedosedimentos.

Con base en el trabajo de campo se reconoció la presencia de estas 3 zonas distribuidas en diferentes posiciones dentro del Glacís de Buenavista: zona de suelos tipo Luvisol, zona de suelos tipo Vertisol y zona de Pedosedimentos, que refiere a todos aquellos perfiles que presentaron poca edafización. De estas tres zonas se tomaron 42 muestras de horizontes pedológicos, pertenecientes a 11 perfiles de suelo con la nomenclatura señalada en la tabla 2.

La distribución de los perfiles se muestran en la figura 6, en donde los Luvisoles se distribuyen en la parte norte del Glacís, entre 2000 y 1600 msnm, en tanto que los Vertisoles ocupan las posiciones más bajas, en el sur, a altitudes menores de 1500 msnm. Finalmente, los pedosedimentos se encuentran en las porciones centrales del glacís.

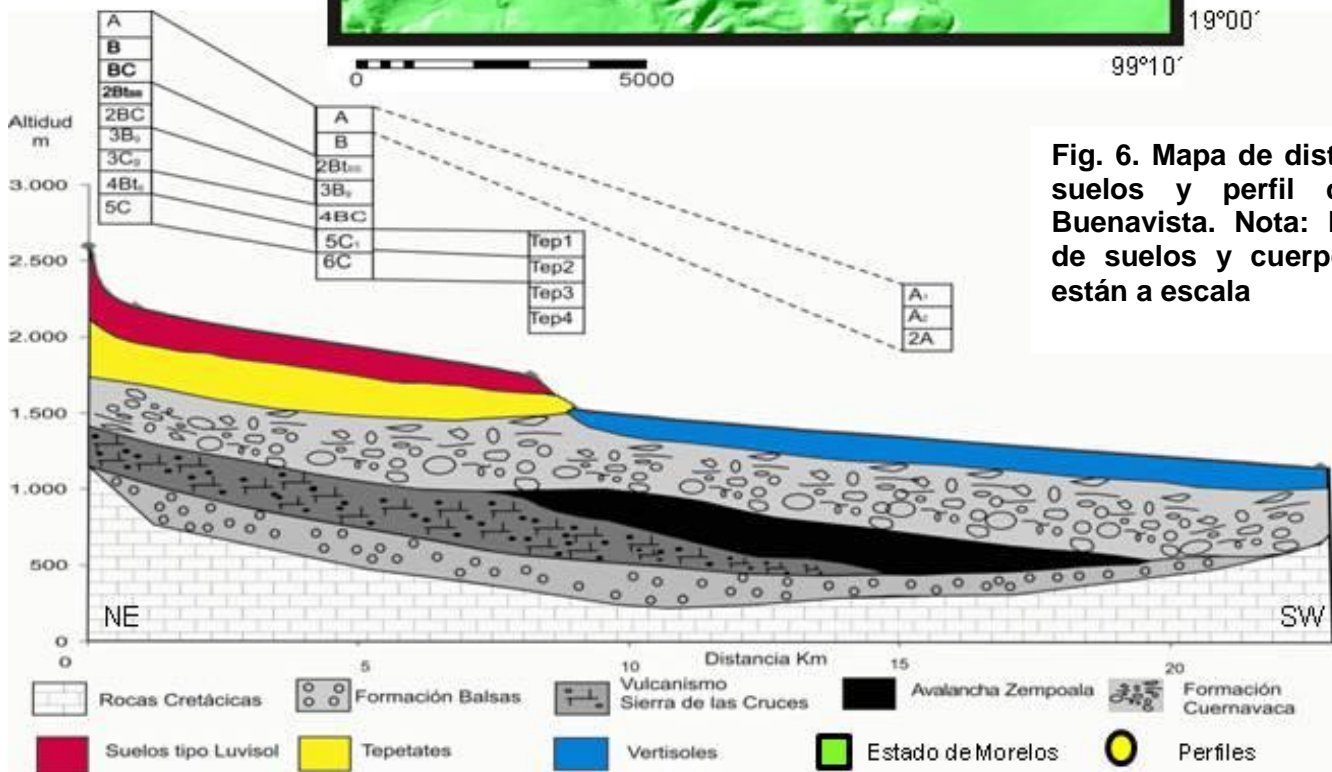
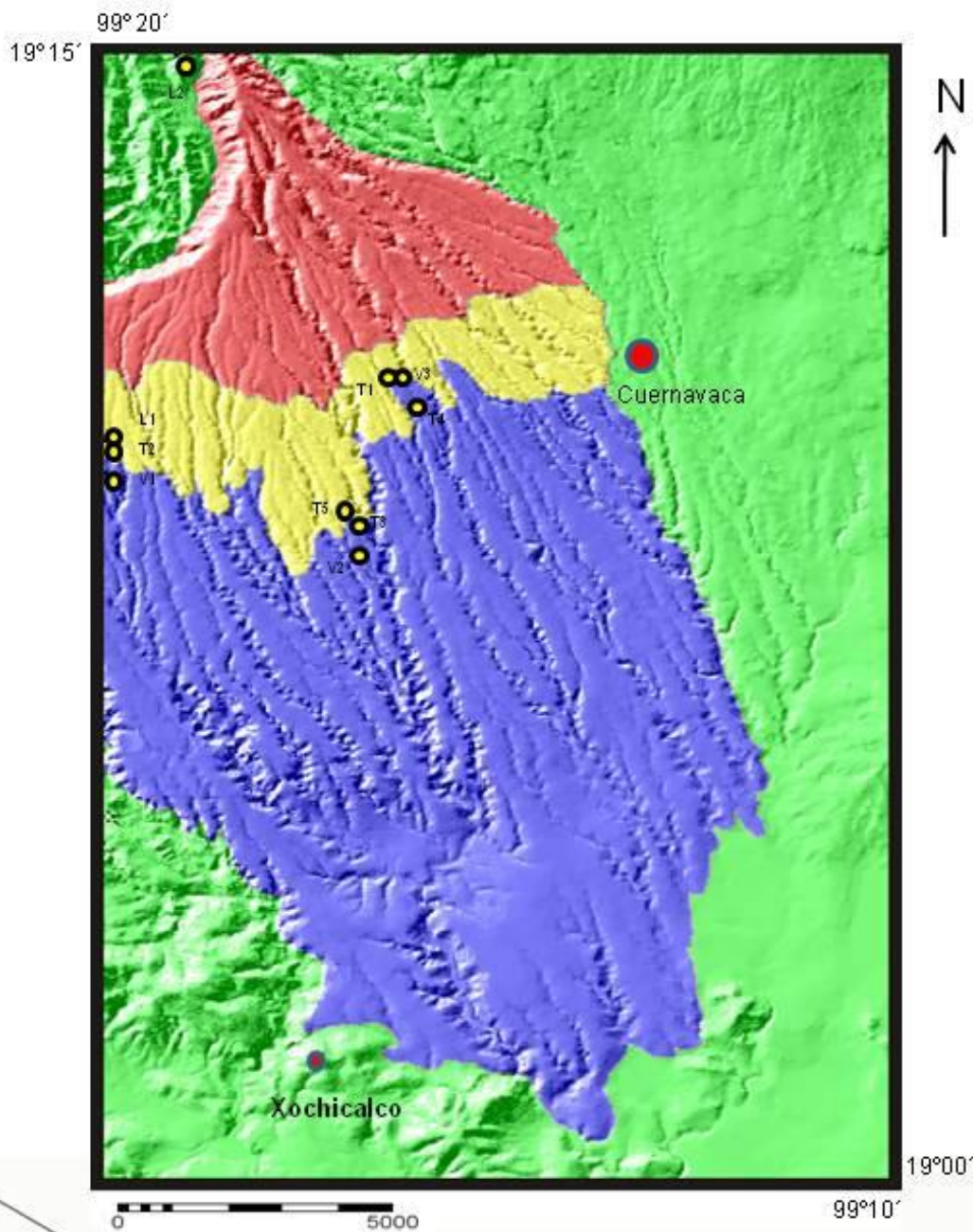


Fig. 6. Mapa de distribución de los suelos y perfil del Glacis de Buenavista. Nota: los espesores de suelos y cuerpos de roca no están a escala

Tabla 2. Nomenclatura y localización de los perfiles de suelo

Unidades	Nombre de perfiles	Localización	Altitud (m)	Clave
Tipo Luvisol	Luvisol Ahuatenco	N18°55'19.35" W 99°20'1.5"	1777	L1
	Barranca Mexicapa	N18° 50'59.8" W99°19'28.9"	2362	L2
Tipo Vertisol	Phaeozem Ahuatenco	N18° 54' 23.9" W99°17'27.6"	1625	V1
	Vertisol Buenavista	N18°55'23.9" W99°20'6.7"	1624	V2
	Barranca Santa Úrsula	N18°56'9.6" W99°17'28.2"	1809	V3
Tepetates y pedosedimentos	Tepetates Santa Úrsula	N18°56'13" W 99°17'26.7"	1805	T1
	Plintita Ahuatenco	N18°55'21.7" W99°20'2.5"	1781	T2
	Sándwich Buenavista	N18°54'56" W99°17'39.7"	1676	T3
	Transición Luvisol-Vertisol	N18°54'25.4" W99°17'26.7"	1624	T4
	Casa prehispánica	N18°54'36.3" W99°17'34.7"	1650	T5

5.2. Morfología y propiedades distintivas de los perfiles

5.2.1. Suelos tipo Luvisol

Luvisol Ahuatenco: Este suelo se encuentra dentro en un interfluvio, presentando una fuerte erosión en cárcavas (Fig. 7A). Presenta una vegetación secundaria de pastizal inducido, con zonas de cultivo de maíz. Es un perfil integrado por horizontes A, Bt, Bss₁, Bss₂, BC y C (Fig. 7B). Posee un color rojizo y muestra fuerte desarrollo. La descripción de cada horizonte se presenta en la tabla 3.

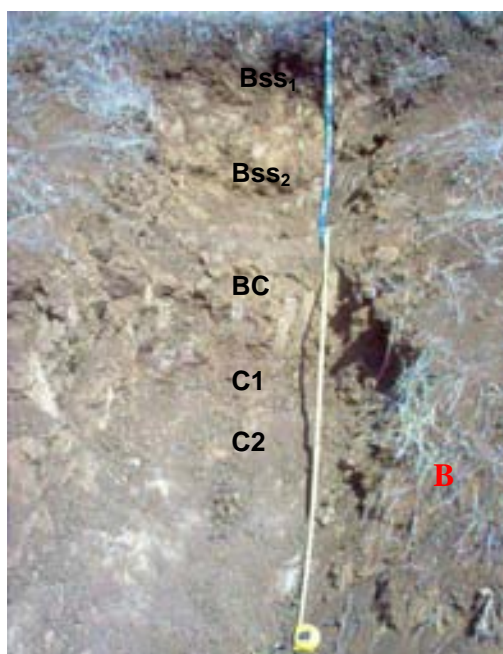


Figura 7. A- Panorámica del sitio. B-Perfil del Luvisol Ahuatenco

Tabla 3. Descripción morfológica del Luvisol Ahuatenco.

Horizonte/ prof. (cm)	Descripción
A 0-20 cm	El color en seco es café rojizo (5YR 4/4) y en húmedo es pardo muy oscuro (7.5YR 2.5/2), la estructura es en bloques subangulares de 1 cm de diámetro, poros dentro de los agregados, con raíces finas y medianas abundantes, pocos poros tubulares de tamaño grande, muchos poros finos dentro de los agregados tamaño micro.
Bt 20-40 cm	El color en seco es café rojizo (5YR 5/4) y en húmedo pardo rojizo (2.5YR 4/4). La estructura es en bloques subangulares que rompe en granular, raíces medianas y finas, presenta pequeños agregados o intrusiones del horizonte A dentro de grietas y concreciones de óxidos de Fe de color rojizo pocos de tamaño grande.
Bss ₁ 40-80 cm	El color en seco es rojo amarillento (5YR 5/6) y en húmedo rojo (2.5YR4/6). Tiene pocas concreciones de Fe y Mn, pocos poros vesiculares, estructura en bloques angulares con grietas de 1 cm de ancho que van de 80 a 20 cm, no existen raíces; muy duro en seco; presenta revestimientos de arcillas y cutanes de estrés (propiedades vérticas)
Bss ₂ 80-135 cm	El color en seco es pardo rojizo (7.5YR 5/6) y en húmedo rojo 2.5YR 5/6). Presenta concreciones de óxidos de Fe y Mn, en mayor abundancia que el horizonte anterior y concreciones de color amarillento, presenta revestimiento de arcillas, con textura al tacto arcillosa, con cutanes de estrés y sin raíces. Agregados en bloques angulares muy firmes en seco de tamaño grande.
BC 135-168 cm	El color en seco es amarillo rojizo (7.5YR YR 6/6) y en húmedo rojo (2.5YR 4/6). La estructura en bloques subangulares que rompe a granular, firmes, pocas concreciones de Mn, pocos poros vesiculares, sin raíces, con concreciones de color amarillo.
C ₁ 168 -222 cm	Tepetate de color en seco pardo (2.5Y 7/4) y en húmedo pardo rojizo claro (10YR 6/4). Presenta concreciones de Mn, de forma dendrítica, recubrimiento de arcillas fuera de los agregados, con poros de tamaño mediano, de 2 mm de diámetro, presenta concreciones de color rojizo.
C ₂ >222 cm	Tepetate de color en seco amarillo claro (2.5Y 8/2) y pardo claro en húmedo (10YR 6/3). Tiene pocas concreciones de color naranja, muchos poros vesiculares, que se encuentran rellenos por material fino de color blanco; presenta muchos minerales cristalinos.

Barranca Mexicapa: Este perfil se localiza en un sitio con mayor altitud dentro de la zona de estudio. Se encuentra en una ladera con pendiente superior a los 20°, con exposición NE; está conformado por tres paleosuelos y el suelo actual (tabla 4), además de un depósito de lahar en la base de la secuencia (Fig.8).

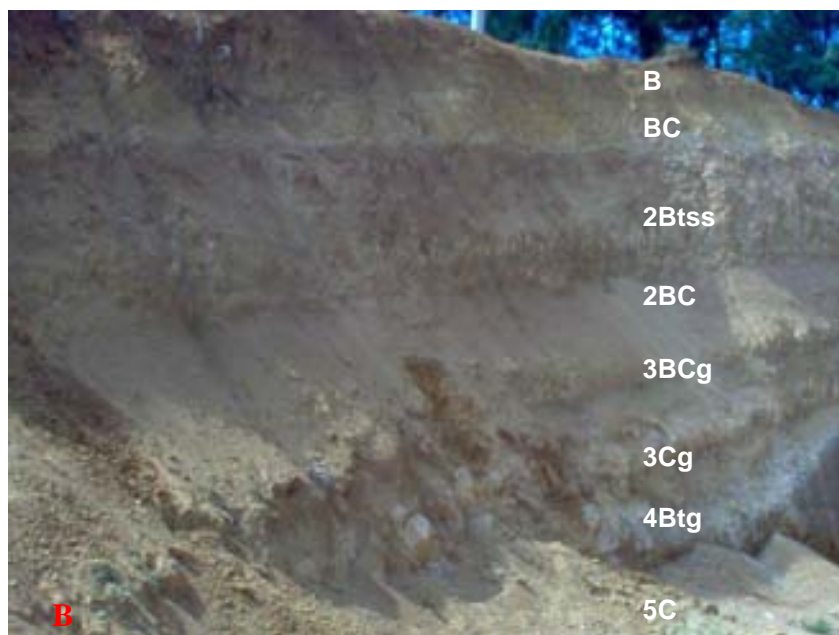


Figura 8. A- Panorámica de sitio. B- Luvisol de Barranca Mexicapa

Tabla 4 descripción morfológica del perfil Mexicapa.

Horizonte/ prof. (cm)	Descripción
B	Suelo moderno de color pardo oscuro en seco (7.5YR 5/6) y en húmedo rojo oscuro (2.5YR 3/6). Horizonte muy alterado con muestra de disturbio (agregados rotos) de color pardo rojizo con estructura en bloques subangulares que rompen a granular, y raíces finas abundantes. Con textura arcillosa.
BC	El color en seco es amarillo (10YR 7/6) y en húmedo pardo oscuro (7.5 YR 5/6). Presenta una estructura poco desarrollada que forman bloques prismáticos con tendencia a ser masivo, y con textura limo arcillosa, la estructura es el bloques subangulares, presencia de raíces finas y abundantes.
2Btss	El color en seco es pardo oscuro (7.5YR 5/6) y en húmedo pardo (7.5YR 4/6). La textura es arcillo limosa, presenta cutanes de iluviación finos, además de cutanes de estrés; presenta estructura en bloques angulares con ángulos de 45° en acuñamiento.
2BC	El color en seco es amarillo pardoso (10YR 6/6) y en húmedo pardo oscuro (7.5YR 5/6). Presenta muchos fragmentos de roca intemperizada, con una textura arcillo arenosa.
3Bt	El color en seco es amarillo pardoso (10YR 6/6) y en húmedo pardo oscuro (7.5YR 5/6). Presenta agregados prismáticos que rompen en bloques subangulares, con textura arcillo limosa, con pocos fragmentos de rocas muy intemperizada. Presenta cutanes de iluviación fina por dentro de los agregados.
3BCg	Horizonte de color en seco es amarillo (10YR 8/6) y en húmedo pardo oscuro (7.5YR 5/6). Presenta moteados de zonas grises y zonas pardas rojizas, con un marcado carácter gleyco
4Btg	El color en seco es amarillo (10YR 7/6), y en húmedo pardo oscuro (7.5YR 5/6). Presenta una textura arcillosa con presencia de moteados grises, que presenta cutanes de iluviación, con estructura prismática.
5C	El color en seco es pardo muy claro (10 YR 8/2), en húmedo gris rosado (7.5YR 7/2). Presenta alto contenido de rocas muy intemperizada de color blanco con pequeñas manchas de color pardo oscuro. Compuesto principalmente de saprolitas

5.2.2. Suelos tipo Vertisol

Vertisol Buenavista: Presenta un alto contenido de arcilla, grietas y facetas de fricción que le confieren un carácter vértico. Este perfil cuenta con cuatro horizontes A₁, A₂, 2A y 2C (Tabla 5). El horizonte A muestra fracturas verticales. Se encuentra en un interfluvio con pendiente menor a 5° donde la vegetación predominante es matorral xerófito y pastizal inducido (Fig. 9A y 9B).



1380 ± 40 años ←

Figura 9. A- Panorámica de sitio. B- Perfil Vertisol Buenavista

Tabla 5. Descripción morfológica del perfil Vertisol Buenavista.

Horizonte / prof. (cm)	Descripción
A1 0-6 cm	Horizonte de color en seco pardo grisáceo oscuro (10YR4/2) y en húmedo gris muy oscuro (7.5YR 3/1). Tiene una estructura en bloques subangulares que rompe a granular, presenta grietas en superficie y fragmentos de roca.
A2 6-40 cm	Horizonte de color en seco gris oscuro (2.5Y 4/1) y en húmedo gris muy oscuro (2.5Y 3/1). Presenta un límite inferior muy ondulado, una estructura en bloques angulares grandes que tienden a formar prismas, de color gris oscuro, muy duro en seco, con muchos fragmentos de roca redondeados de tamaño menor a 2 mm, microporos vesiculares con pocas raíces finas, minerales redondeados
2A 40-65 cm	El color de este horizonte en seco es gris muy oscuro (2.5Y 3/1) y en húmedo gris muy oscuro (2.5Y 3/1). La edad no calibrada de este horizonte obtenida por ¹⁴ C fue de 1380 ± 40 años (Beta 219957). Tiene un límite ondulado en la parte inferior del horizonte, un poco mezclado con el conglomerado intemperizado subyacente y fragmentos de rocas de color negro, la estructura es en bloques angulares muy compactada y muy poco porosa, con clastos grandes, con una textura más arcillosa, presenta cutanes de estrés o facetas de fricción.
2C > 65 cm	El color en seco es amarillo claro (2.5Y 7/4) y en húmedo pardo olivo claro (2.5Y 5/3). Este horizonte presenta alto contenido de rocas intemperizadas de la formación Cuernavaca

Phaeozem Ahuatenco: Este perfil se encuentra dentro de un interfluvio con pendiente menor a 5° , presenta vegetación secundaria de pastizal (Fig. 10A). Muestra un perfil de menor desarrollo, constituido por un horizonte A que sepulta a otro horizonte A (Tabla 6). Este último posee una estructura más fina y fragmentos de rocas (Fig. 10B).



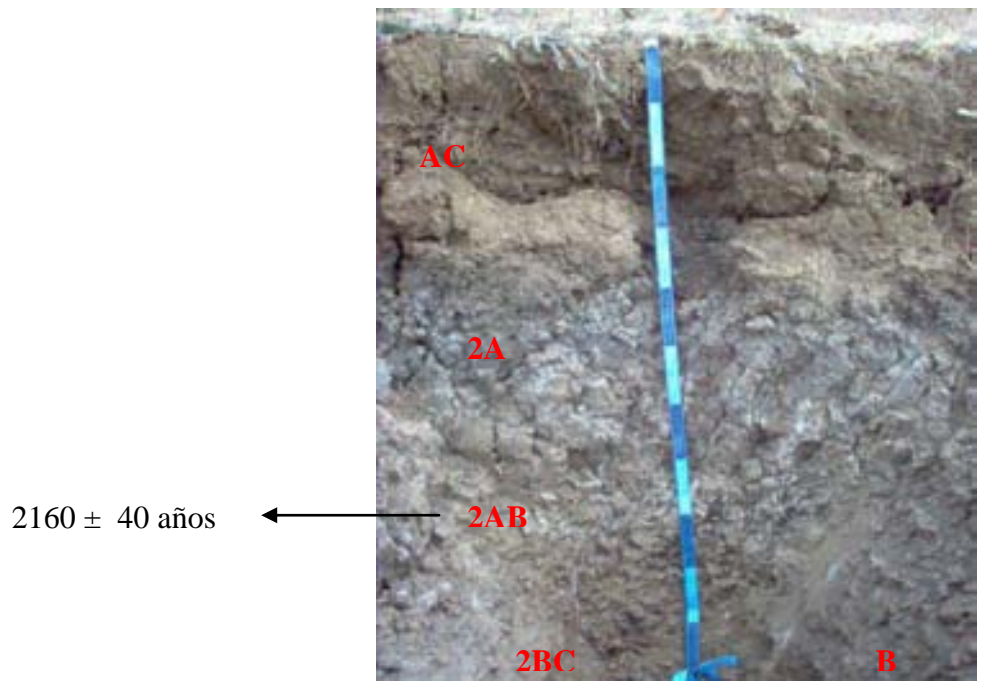
Figura 10. A- Panorámica del sitio. B- Perfil Phaeozem Ahuatenco

Tabla 6. Descripción morfológica del perfil Phaeozem Ahuatenco

Horizonte/ Prof. (cm)	Descripción
A 0-15 cm	Color gris muy claro con muchos poros vesiculares, con estructura subangular de tamaño grande que rompe en granular, presenta bioturbación. El contacto con el horizonte es claro y ondulado. Fracturas verticales de 10 cm de largo.
2A 15-34 cm	Color gris oscuro, estructura en bloques angulares de tamaño pequeño muy firmes, abundantes poros vesiculares, con transición gradual al siguiente horizonte, presenta grietas verticales que suben hasta la superficie.
2C >34 cm	Conglomerado de la formación Cuernavaca, con rocas intemperizadas de color grisáceo con manchas de color rojo amarillento.

Perfil barranca Santa Úrsula:

Se encuentra en el límite Luvisoles-Vertisoles y presenta una vegetación de pastizal inducido con electos de matorral xerófito; en el área afloran Tepetates producto de una fuerte erosión en cárcavas (figura 11). El perfil consta de un suelo (horizonte A) y un paleosuelo (Tabla 7).



2160 ± 40 años

Figura 11. A- Panorámica de sitio. B- Perfil Barranca Santa Úrsula

Tabla 7. Descripción morfológica del perfil Barranca Santa Úrsula

Horizonte/ prof. (cm)	Descripción
AC 0-33	El color en seco es pardo (10YR 4/3) y en húmedo pardo muy oscuro (7.5YR 2.5/2). La estructura es en bloques subangulares poco desarrollada, con abundantes raíces finas friable en seco, la transición al siguiente horizonte es clara, casi abrupta.
2A 33-60	El color en seco es pardo grisáceo (10YR 5/2) y en húmedo pardo oscuro (7.5YR 3/2). La estructura es en bloques angulares y subangulares que rompen en cuñas a 45°.
2AB 60-86	El color en seco es pardo (10YR 5/3) y en húmedo pardo oscuro (7.5YR5/3). Presenta una estructura en bloques angulares, tendiendo a ser prismática. La transición al siguiente horizonte es gradual. En este horizonte se obtuvo un fechamiento de ¹⁴ C de 2160 ± 40 años A.P. (Beta 219960, edad no calibrada).
2BC 86-105	El Color en seco es pardo (10YR 5/3) y en húmedo es pardo muy oscuro (7.5YR 2.5/3). La estructura es en bloques subangulares poco desarrollada y con abundantes fragmentos de roca subangulares, sobre Tepetates de color rosa claro.

5.2.3. Tepetates y pedosedimentos.

Tepetates. Se encuentran en un interfluvio con pendiente menor a 5° , dentro de un área afectada por fuerte erosión en cárcavas actualmente activas (Fig. 12A). Sobre estos Tepetates no existe vegetación, sin embargo en las áreas adjuntas donde se conserva el suelo la vegetación es pastizal inducido con elementos de selva baja caducifolia. Se identificaron 4 capas de Tepetates (Fig. 12B), cuya descripción se presenta en la Tabla 8.

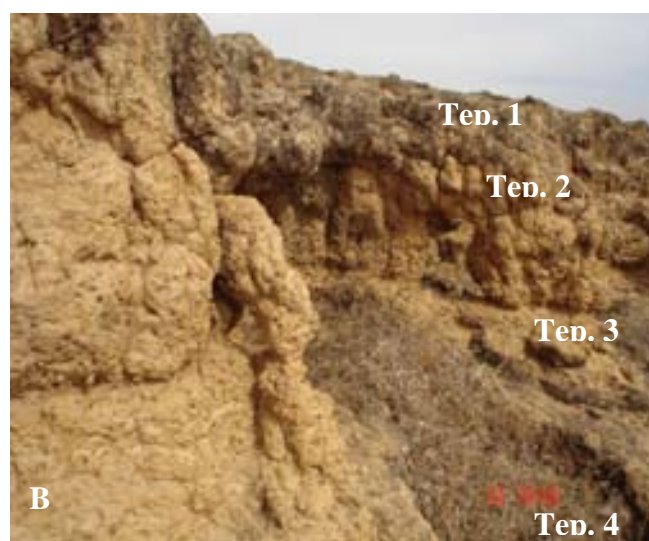


Figura 12. A- Panorámica del sitio. B- Perfil Tepetates.

Tabla 8. Descripción morfológica del perfil Tepetates.

Horizonte/ Prof. (cm)	Descripción
Tepetate 1 0-30	El color en seco es amarillo rojizo (7.5YR 6/6) y en húmedo pardo rojizo oscuro (2.5YR 2.5/4). Presenta textura una arenosa, con fuerte agrietamiento y estructura prismática. Posee fragmentos de suelo. Límite abrupto con el tepetate 2.
Tepetate 2 30-95	El color en seco es pardo claro (7.5YR 6/4) y en húmedo (pardo rojizo (5YR 4/4). Este horizonte esta agrietado orientadas verticalmente, con una estructura masiva.
Tepetate 3 95-220	El color en seco es pardo rojizo claro (10YR 6/4) y en húmedo rojo amarillento (5YR 4/6). También presenta agrietamientos con estructura masiva, y abundantes concreciones de Fe-Mn. Posee fragmentos de suelo en la matriz. Tiene un límite abrupto con el tepetate 4.
Tepetate 4 > 220	El color en seco es gris claro (10YR 7/2) y en húmedo pardo olivo claro (2.5Y 5/3). Es arenoso donde los minerales primarios lucen frescos.

Sándwich Buenavista: Su posición en la geoforma es en la parte media de un interfluvio (Fig. 13A). Este suelo presenta un depósito de material edáfico con características similares en color y textura a los suelos tipo Luvisol. Sobreyace a un suelo de color oscuro tipo Vertisol (Fig. 13B); su desarrollo es poco avanzado, aunque es bastante arcilloso (Tabla 9) El suelo sepultado tiene una edad no calibrada en 640 ± 40 años a. P. (Beta 219957).



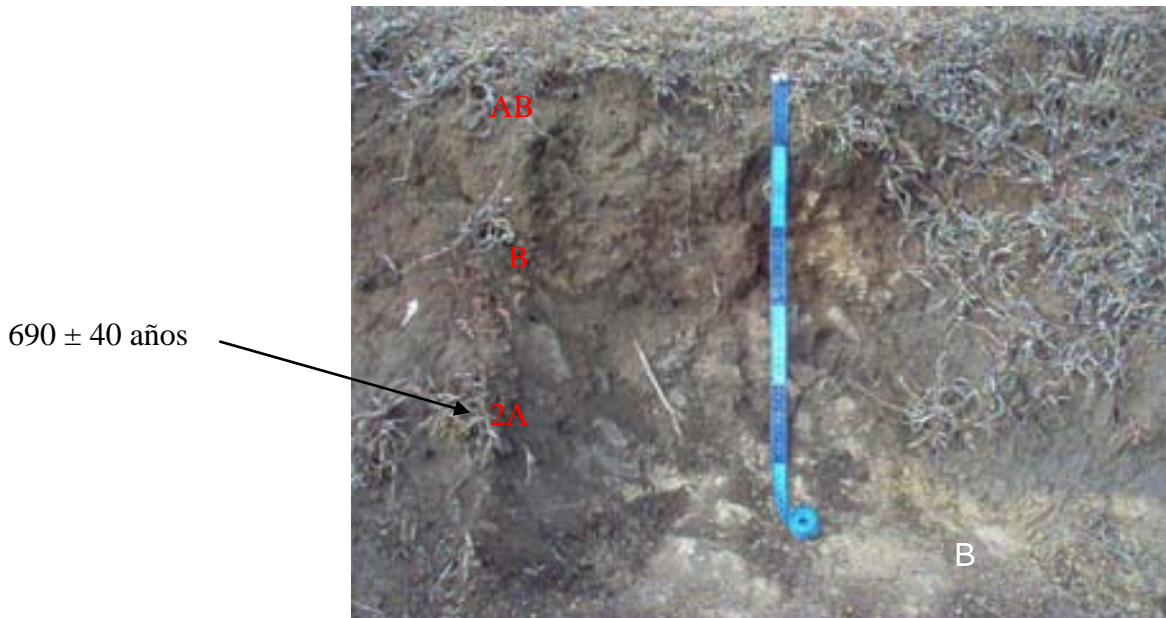


Figura 13. A Foto panorámica de sitio, B Perfil Sándwich Buenavista

Tabla 9. Descripción Morfológica del perfil Sándwich Buenavista

Horizonte/ Prof. (cm)	Descripción
AB 0-10	El color en seco es pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) y en húmedo pardo rojizo oscuro (5YR 3/2). La estructura es en bloques subangulares, que rompe a granular, es muy friable. Su contacto es gradual con el horizonte B.
B 10-28	El color en seco es pardo oscuro (7.5YR 4/6) y en húmedo pardo rojizo oscuro (5YR 3/4). Hay presencia de pequeñas concreciones de Fe-Mn y fragmentos de suelo, redondeados.
2A 28-50	El color en seco es pardo rojizo (7.5YR 3/2) y en húmedo negro (5YR 2.5/1). La estructura es en bloques angulares, con presencia de cutanes de estrés, aunque son escasos.
Tepetate > 50	El color en campo es pardo amarillento. La estructura es en bloques subangulares redondeados.

Suelo de correlación. Este perfil no fue descrito con detalle ni analizado en el laboratorio y solo se tomó muestra del horizonte 2A con el fin de fecharlo y obtener un marco cronológico y correlacionable con el perfil Sándwich Buenavista. En este sitio el perfil estudiado muestra un perfil complejo en el que se observa un Vertisol de color oscuro, sobreyacido por un suelo rojizo tipo Luvisol. Consta de 3 horizontes: A de 0-10 cm, color en seco pardo grisáceo con estructura en bloques subangulares que rompen a granular; B de 10 -28 cm de color en seco pardo rojizo, con pequeños fragmentos de suelo redondeados y 2A de 20 a 50 cm, de color en seco gris oscuro con estructura angular (Fig. 14). El suelo sepultado tiene una edad no calibrada en 640 ± 40 años a. P. (Beta 219959).

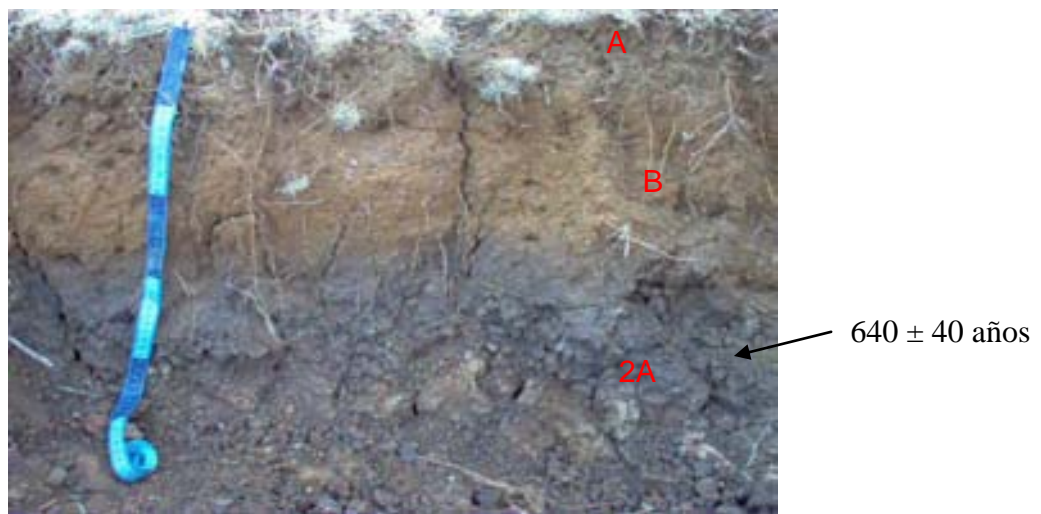


Figura 14. Perfil Sándwich de correlación

Perfil Casa Prehispánica: En este perfil se encontró una alineación de rocas sobre un suelo sepultado y fragmentos de tepalcates, lo que se interpretó como restos de los cimientos de una casa (Fig. 15A). Este perfil se localiza en el límite de los suelos tipo Luvisol y Vertisol (Fig. 15B). El suelo sepultado tiene una edad no calibrada en 660 ± 40 años a. P. (Beta 219958).

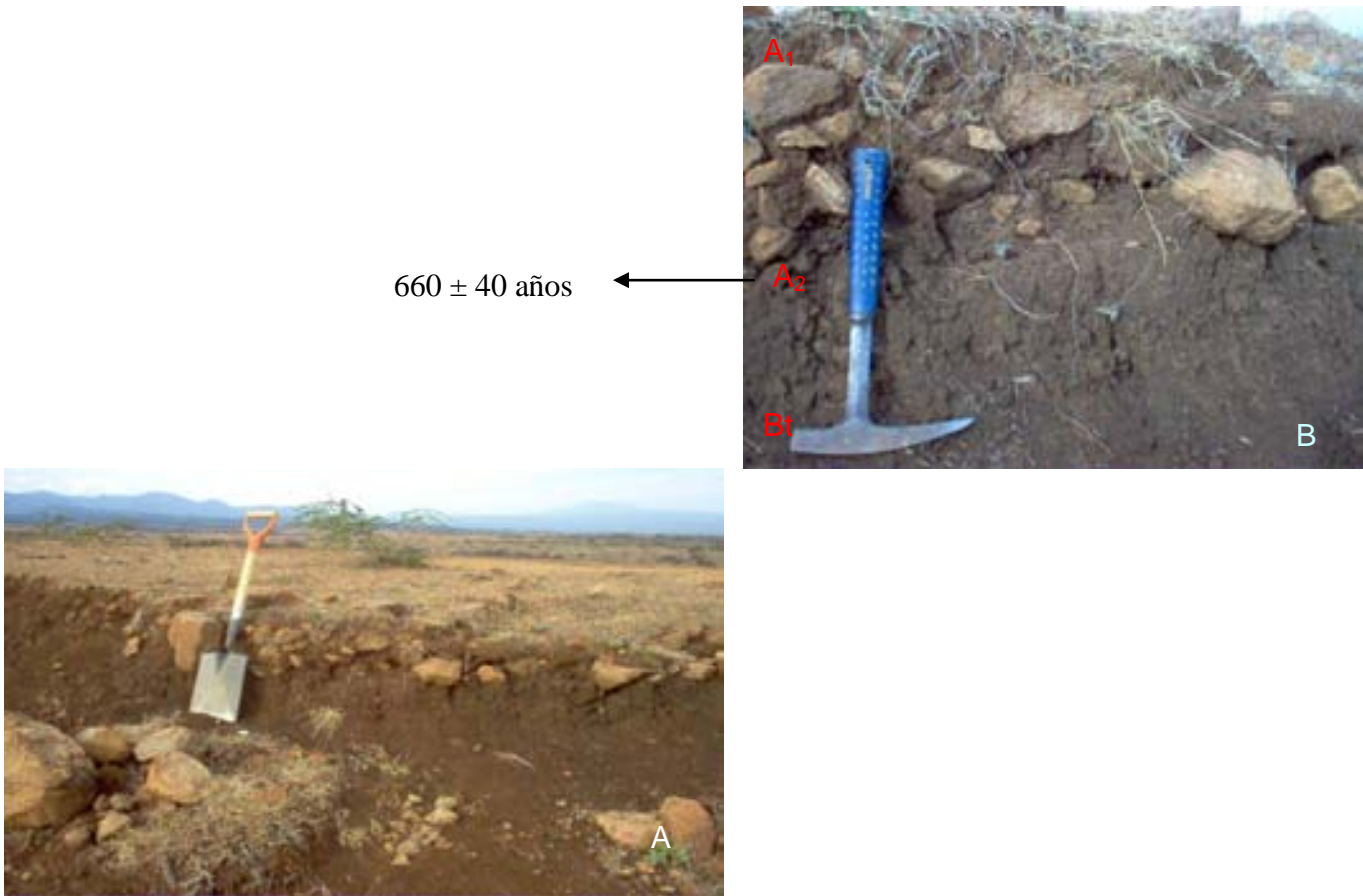


Figura 15. A Panorámica de sitio, B Perfil Casa prehispánica.

Plintita de Ahuatenco. Este suelo se localiza dentro de una depresión geomórfica, la cual puede ser una antigua superficie de inundación (figura 16A). Es un perfil que muestra los horizontes A-Bw-C (Tabla 10), el cual tiene moteados, que sugiere una Plintita (Figura 16B) que sobreyace directamente en discordancia a conglomerados de la Formación Cuernavaca.



Figura 16. A Panorámica de sitio, B Perfil Plintita de Ahuatenco

Tabla

10. Descripción morfológica del perfil Plintita Ahuatenco.

Horizonte	Descripción
Prof. (cm)	
A 0-15	El color en seco es pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) y en húmedo gris muy oscuro (5YR 3/1). La estructura es en bloques subangulares que rompe en granular de tamaño grande extremadamente firmes, presenta muchos poros finos y bioporos, con fragmentos de rocas de tamaño pequeños alternados en todo el horizonte. El límite es ondulado.
Bw 15-30	El color en seco es pardo (7.5YR 4/4) y en húmedo pardo rojizo (5YR 4/4). No presenta rasgos de eluviación, los bloques son de tamaño pequeño. Está menos compacto que el horizonte A con abundantes poros finos y pocos bioporos. Presenta manchas de color rojizo similares al horizonte inferior. El límite es gradual.
C >30	Este horizonte presenta un color en seco amarillo rojizo (7.5YR 6/6) donde la matriz es predominantemente amarilla y las motas son rojas, el color en húmedo es rojo amarillento (5YR 5/6). Presenta una estructura en bloques subangulares de tamaño grande. En su límite superior presenta fracturas que están rellenas de material del horizonte superior, su límite inferior se encuentra relleno de espacios entre rocas de la formación Cuernavaca.

Transición Luvisol – Vertisol: este perfil se localiza en el lado este del Glacís, en el límite Luvisol-Vertisol (Fig. 17A) y muestra tres horizontes (Fig. 17B): A₁, A₂-C. A₁ de 0-10 cm, con color pardo claro, con presencia de raíces y grietas verticales que llegan a la superficie así como una estructura en bloques subangulares, además posee rasgos reductomórficos de color naranja. A₂ de 10-30 cm, tiene una estructura en bloques subangulares bien desarrollada. C > 30 cm está formado por una mezcla de fragmentos de roca intemperizada de la formación Cuernavaca y coluviones de tepetate.

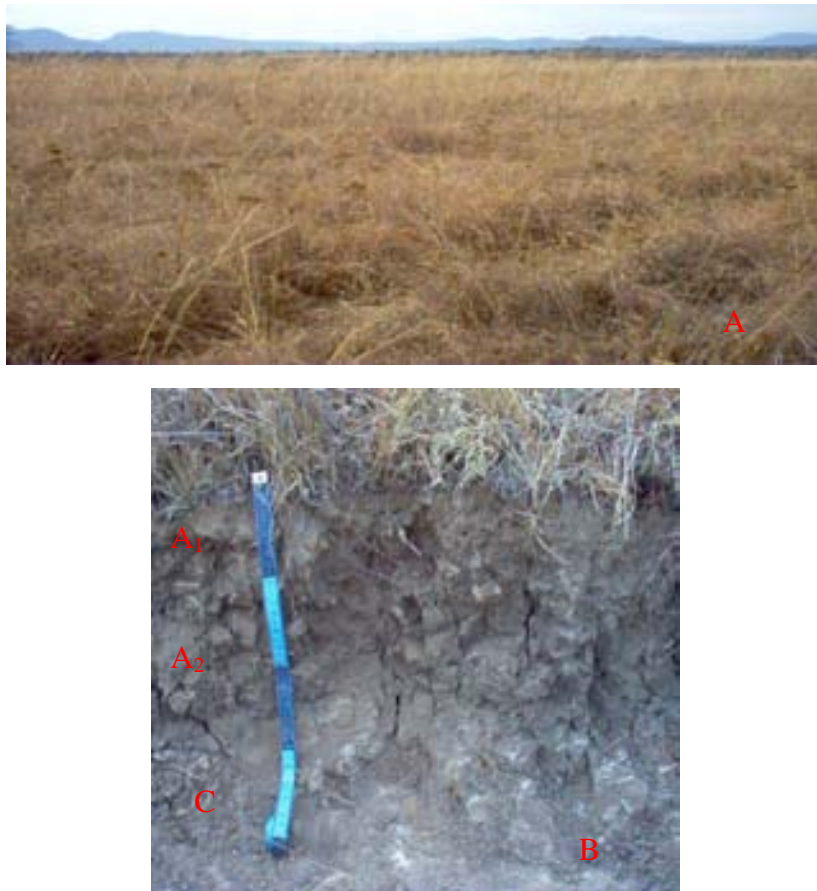


Figura 17. A Panorámica de sitio, B Perfil Transición Luvisol-Vertisol

5.3 Micromorfología

5.3.1 Suelos tipo Luvisol.

El horizonte A del Luvisol Ahuatenco muestra una matriz compuesta por arcilla de color pardo rojiza, con pocos rasgos de iluviación, sin embargo existen abundantes pápulas (Fig. 18A), algunas de las cuales aparecen redondeadas (Fig. 18B). La estructura es en bloques subangulares, conteniendo fragmentos de suelo redondeados, en donde, inclusive, se puede identificar cutanes de iluviación, por lo que se asume que pertenecieron a suelos tipo Luvisol, que fueron erosionados e integrados al suelo (Fig. 18C). Muestra concreciones de hierro y manganeso de color rojo intenso (Fig. 18D), así como abundantes raíces. El intemperismo que exhiben los minerales es moderado.

En el horizonte Bt también se observa una estructura en bloques angulares, en una matriz arcillosa, de color pardo amarillento, con alto contenido de pápulas (Fig. 18 E, F) fragmentos de suelo (Fig. 18 F,G) y concreciones de hierro (Fig. 18 H). El contenido de cutanes de arcilla es mayor que en el horizonte A.

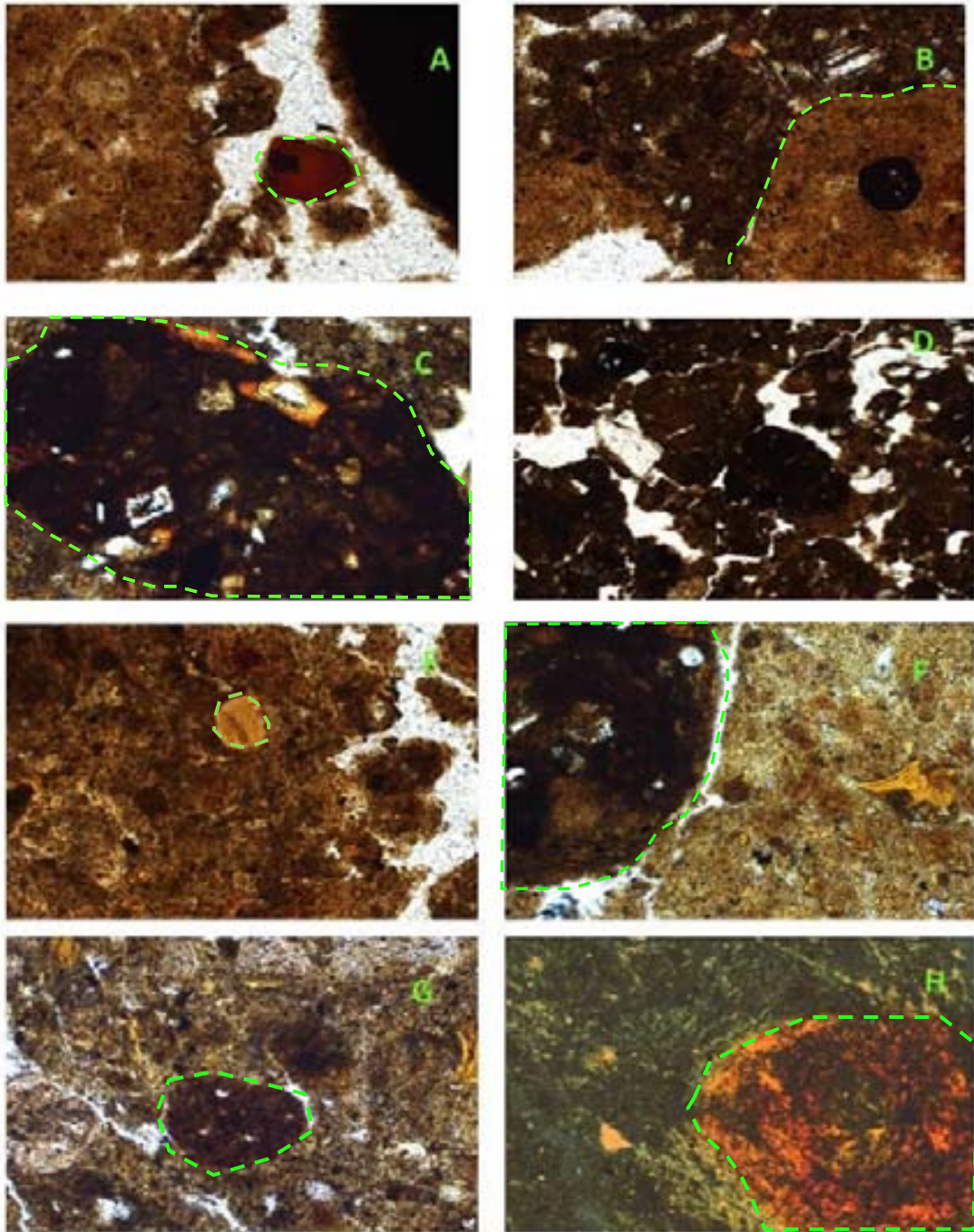


Figura 18. Micromorfología de los horizontes A y Bt del perfil Luvisol Ahuatenco.

- A) Pápula en poro. B) Fragmento redondeado de suelo. C) Fragmento redondeado con cután de arcilla. D) Estructura en bloques subangulares. E) Pápula en matriz. F) Fragmento redondeado junto a pápula. G) Fragmento redondeado. H) Concreción de hierro.

En la **Barranca Mexicapa** el horizonte B (Fig. 19A) posee un alto contenido de arcilla, presentando una matriz con menos del 5% de fragmentos de minerales, la mayoría de tamaño arena fina o muy fina; tiene una estructura en bloques angulares, contiene fragmentos redondeados de suelo, igualmente arcilloso con cutanes. Las concreciones de Fe y Mn, aunque escasas, se observan en la matriz. Este horizonte tiene un alto grado de intemperismo y muestra poca porosidad, sin embargo existen zonas con estructura granular (figura 19C). Estos agregados granulares también se localizan rellenando grietas, con una estructura similar a un agrocután, lo que nos evidencia manejo reciente.

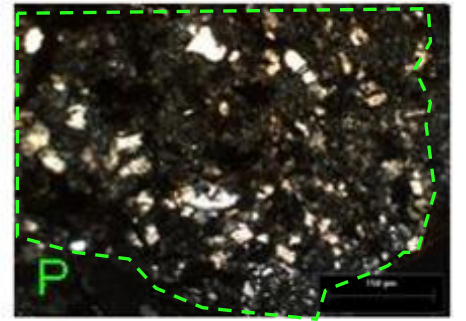
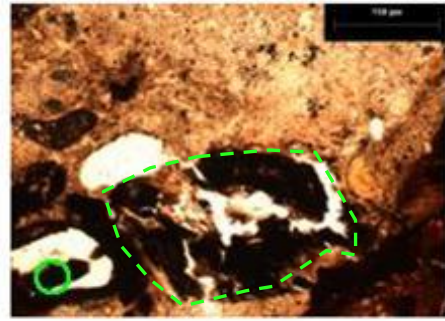
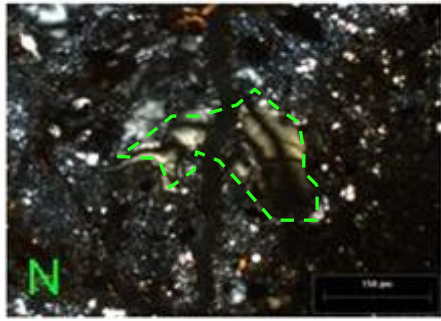
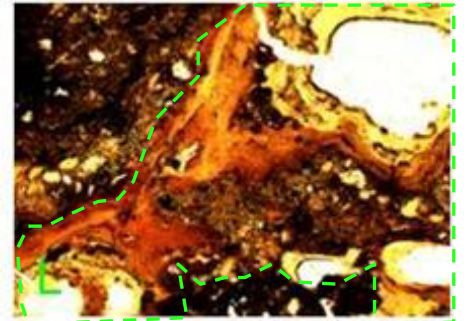
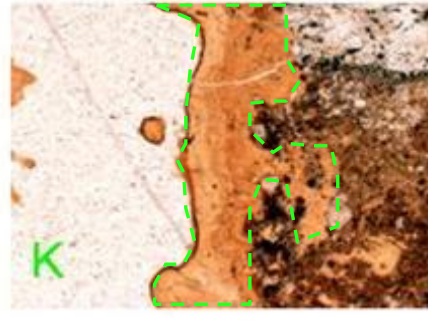
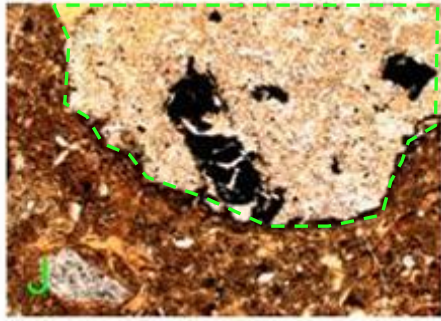
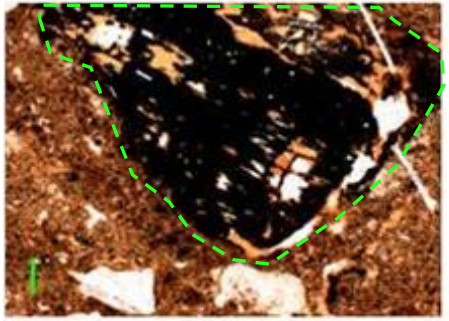
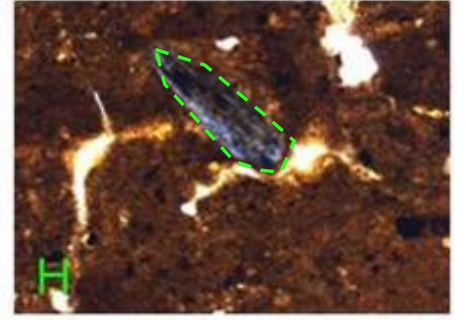
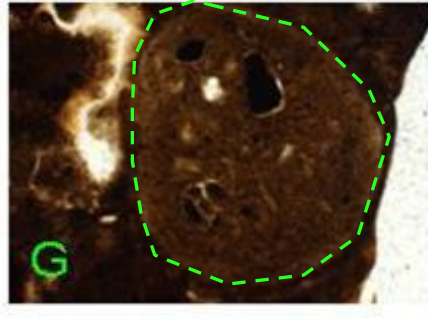
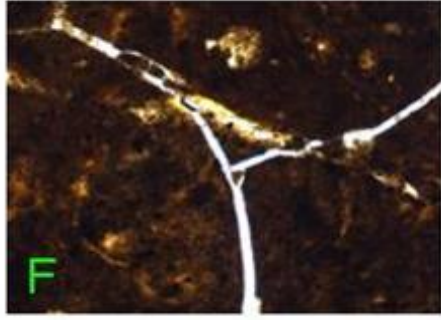
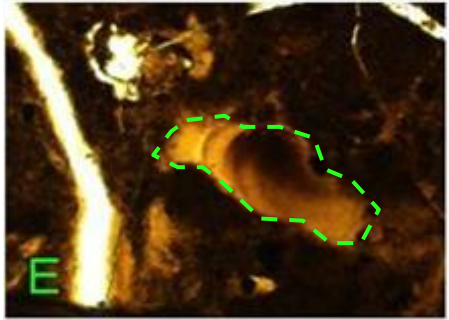
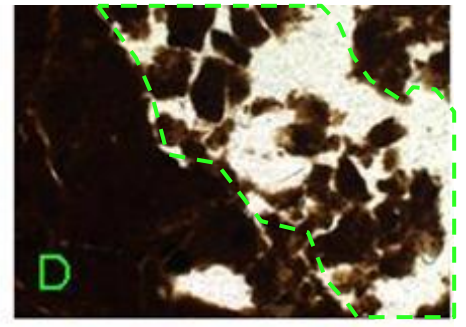
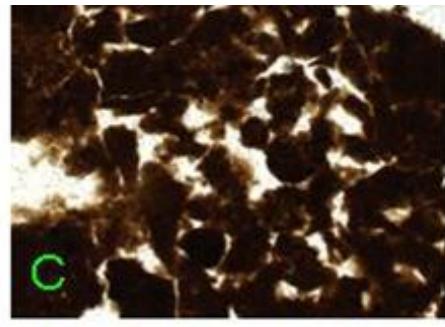
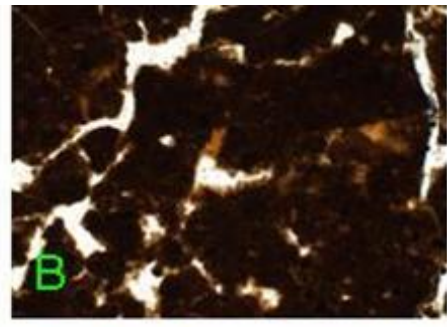
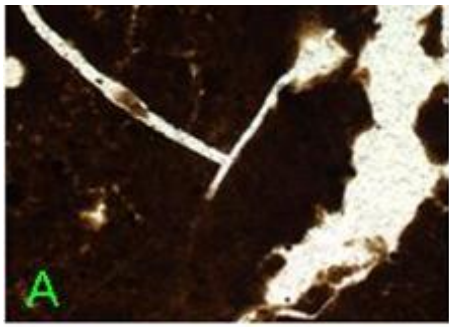
El horizonte 2Btss tiene una matriz principalmente arcillosa con menos del 5% de minerales tamaño arena fina. Su estructura es en bloques angulares, con alto contenido de arcilla iluviada (figura 19E) formando gruesos cutanes de arcilla orientada; también presenta fragmentos de suelo redondeados (figuras 19G) con nódulos y manchas de Fe y Mn (figura 19B).

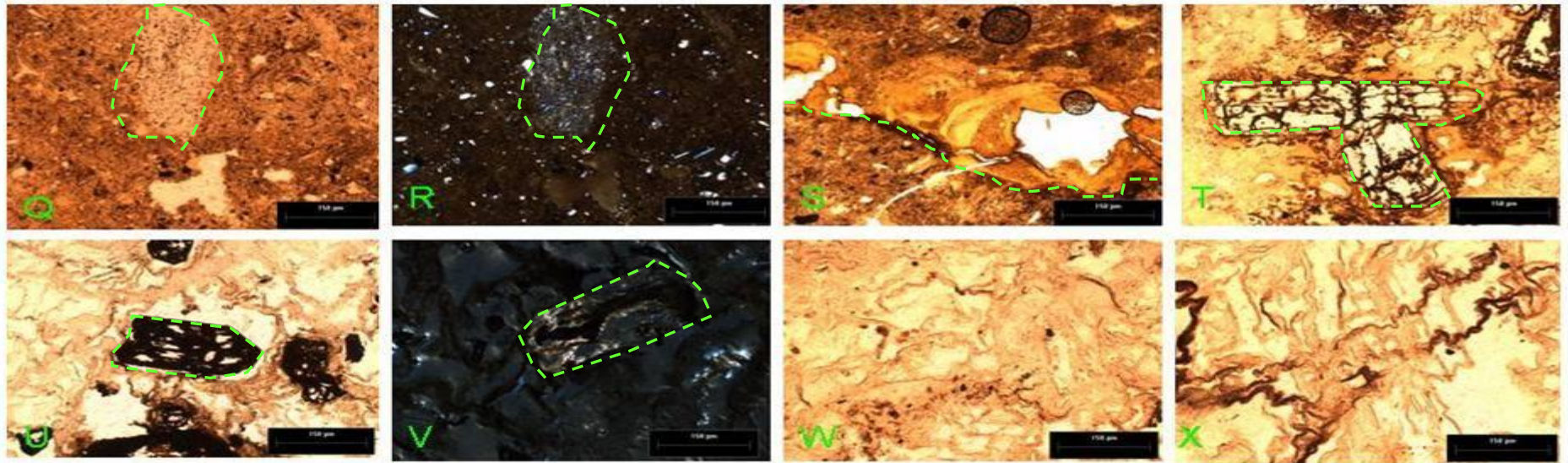
El horizonte 3BCg posee rasgos similares al horizonte anterior, pero en éste se observan grietas y algunos poros tienen zonas de arcilla mezclada con limo. Los minerales se encuentran altamente intemperizados dejando sólo una huella de los sitios que ocupaban (figura 19I). Hay fragmentos de suelo redondeado con cutanes (figura 19C).

En horizonte 3Cg se tienen muchos fragmentos de rocas con microcristales de plagioclasa, con una ligera pátina de intemperismo dentro de la misma roca. Hay alto contenido de arcilla iluviada y manchones de hierro (figura 19D). Los cutanes rodean los fragmentos de rocas y rellenan poros. Hay minerales con fuerte intemperismo y fragmentos de roca (figura 19P).

El horizonte 4Btg muestra una mezcla de 2 tipos de minerales y rocas, los que están fuertemente intemperizados y los que están poco alterados (figuras 19R y 19T). La arcilla iluviada es abundante (figura 19S), aunque en este caso no se observan pápulas ni fragmentos de suelo, se presentan zonas de color más claro (de pérdida) y zonas de acumulación de hierro formando manchas y motas.

En la base de la secuencia, el horizonte 4C es masivo y muestra un fuerte intemperismo, de tal forma que sólo se observan las huellas de los minerales primarios reemplazados por óxidos de Fe (figura 19U). Toda la matriz está formada por arcilla (figura 19W) y limo, presentando la arcilla una estructura fluidal (figura 19X).





Horizonte	Descripción de laminas
B	A- estructura en bloques, B- cutanes de arcilla, C- estructura granular, D- agrocutan.
2Btss	E- cutan de arcilla. F- estructura en bloques angulares, G-fragmento redondeado de suelo, H- mineral en matriz
3BCg	I- mineral intemperizado, J- roca con mineral intemperizado, K- cutan de arcilla L- cutan de arcilla y Fe.
3Cg	M- cután de arcilla, N- cután con extinción ondulante, observado con polarizador, O- mineral intemperizado, P- roca con microcristales
4Btg	Q- fragmento de roca en matriz, R fragmento de roca observado con polarizador, S- cutan de arcilla, T minral intemperizado
5C lahar	U- mineral intemperizado en matriz arcillosa, V mineral intemperizado observado con polarizador, W- matriz con estructura fluidal, X- matriz con acumulación de Fe en estructura fluidal.

Figura 19. Micromorfología del perfil Barranca Mexicana.

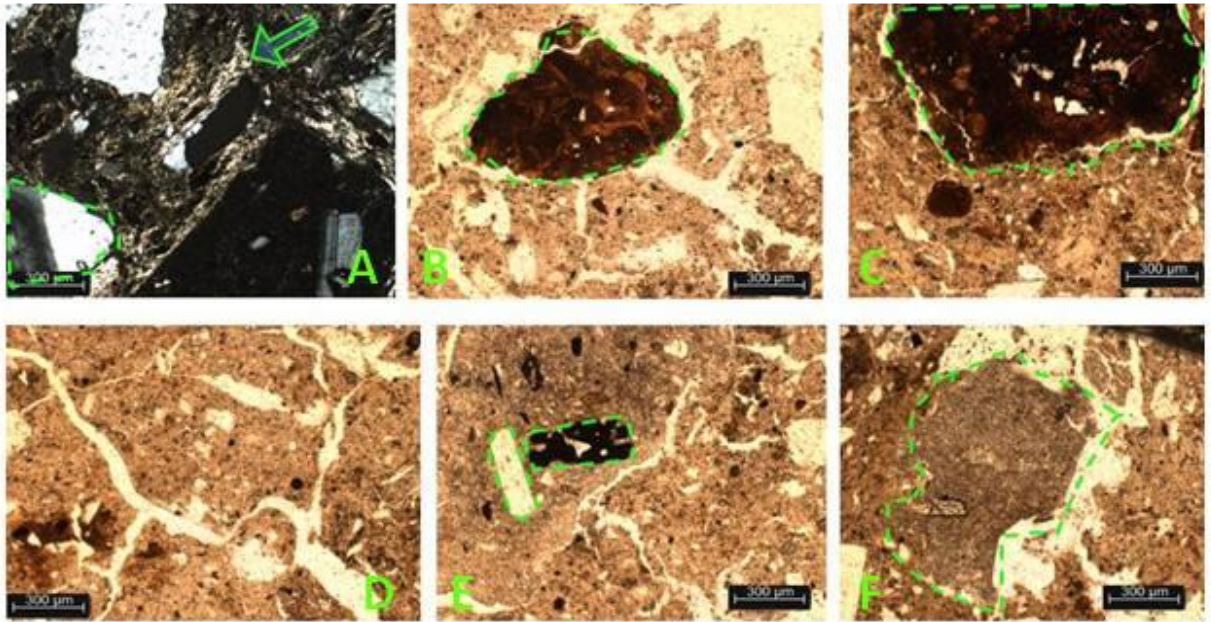
5.3.2 Suelos tipo Vertisol.

El horizonte A₁ y A₂ del perfil Transición Luvisol-Vertisol, presenta una matriz predominantemente arcillosa, con minerales de tamaño arena y limo principalmente del tipo plagioclasas, con un grado intermedio de intemperismo (Fig. 20 A, E y F). Presenta fragmentos de suelo redondeado con pápulas en toda la matriz (Fig. 20 B y C). La principal diferencia entre los dos es que A₂ tienen unos mayores contenidos de fragmentos de suelo y es masivo, presentando grietas de desecación (Fig. 20 D).

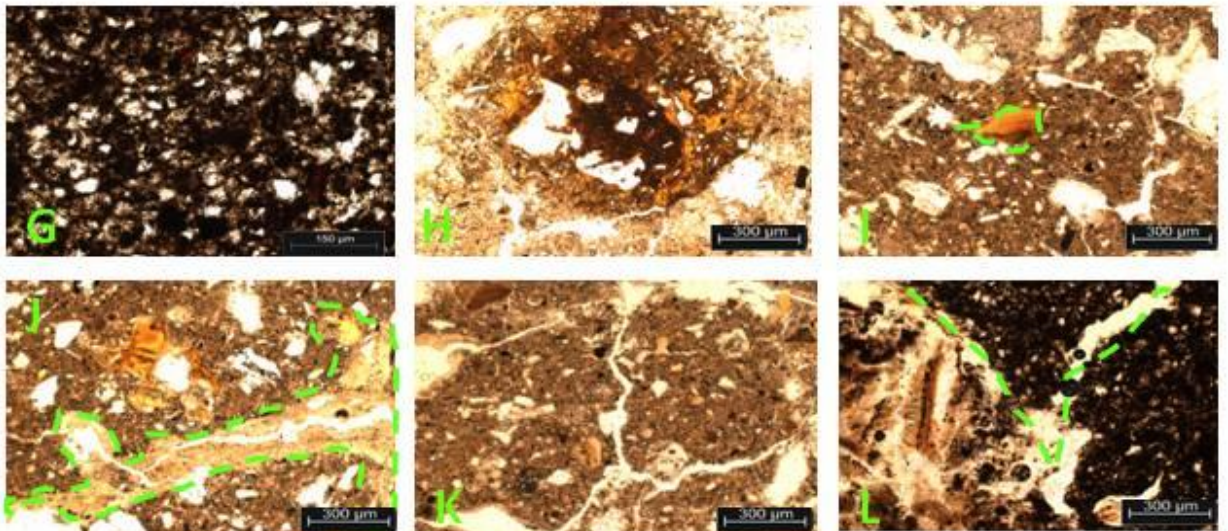
Horizonte 2AB del perfil Barranca Santa Úrsula, presenta una estructura en bloques subangulares, de color negro que infiere un alto contenido de materia orgánica (Fig. 20 G), existen zonas con estructura granular y fracturas en baja proporción (Fig. 20 K y L). El tamaño de minerales es predominantemente arena fina, y cuenta con un alto contenido de restos frescos de tejido vegetal y carbón (Fig. 20 L), con pocas pápulas de arcilla (Fig. 20 I). En algunos poros presenta recubrimientos de arcilla (Fig. 20 H) y fragmentos redondeados de suelo (Fig. 20 H).

El horizonte 2A del perfil Phaeozem Ahuatenco tiene presencia de muchas pápulas dentro de la matriz (Fig. 20 Ñ), con grietas gruesas ángulos de 45°, el color negro indica presencia de materia orgánica (Fig. 20 M). No se observa iluviación de arcilla. Con alto contenido de restos vegetales frescos y con evidencia de degradación biológica (Fig. 20 N).

Transición
Luvisol-Vertisol



Barranca Santa
Úrsula



Phaeozem
Ahuatenco

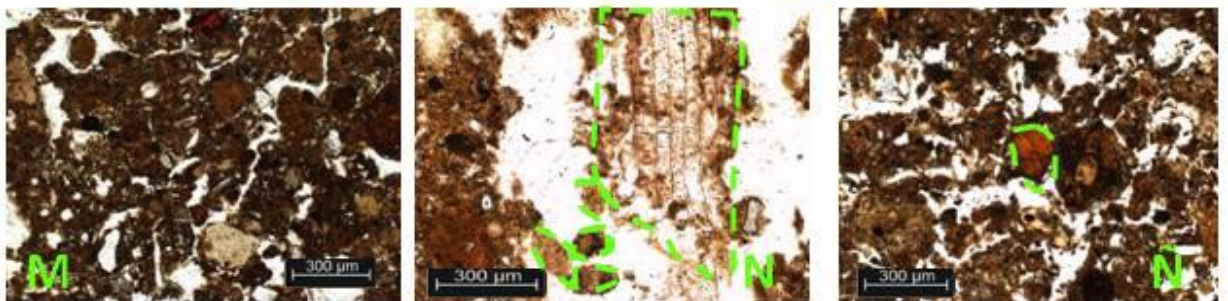


Fig. 20 Micromorfología de suelos tipo Vertisol. A-Birrefringencia de arcilla y plagioclasa. B, C y H fragmentos redondeados de suelo. D y K estructura subangular. E mineral intemperizado a la derecha y mineral no intemperizado a la izquierda. F fragmento de roca. G matriz de suelo con materia orgánica. I y Ñ pápula. J cután de arcilla. L agrietamiento en 45°. M estructura granular. N Fragmento de raíz y coprolitos.

5.3.2. Tepetates y pedosedimentos.

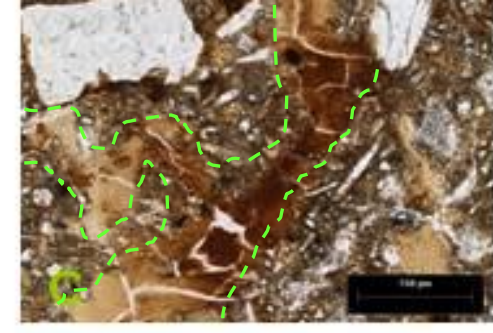
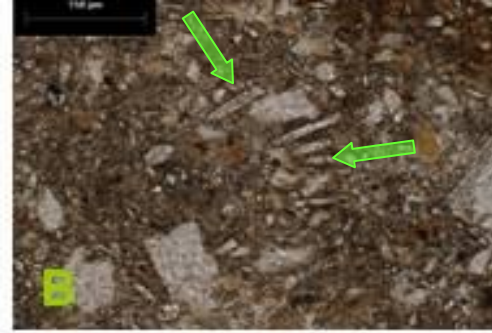
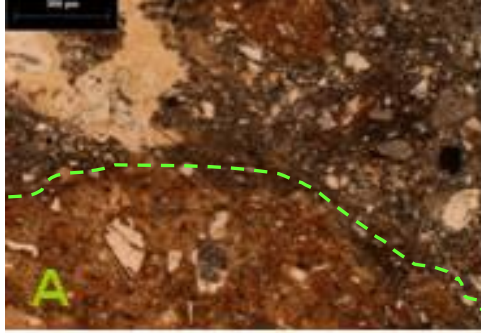
El tepetate 1 es masivo con abundantes fragmentos de suelo tipo Luvisol retrabajados (Fig. 21A), además de presentar cutanes de iluviación y una gran cantidad de fitolitos en la matriz (Fig. 21B). Los fragmentos de suelo poseen rasgos de óxido-reducción en forma de películas y manchas de hierro-manganeso con concreciones. El resto de la matriz luce con poco intemperismo, conservando los minerales primarios frescos.

En el tepetate 2 dominan plagioclasas de tamaño arena y limo. Se observan fragmentos de suelo redondeados y poros rellenos con arcilla y limo, así como pápulas. El intemperismo es de baja intensidad en la mayoría de los minerales de la matriz.

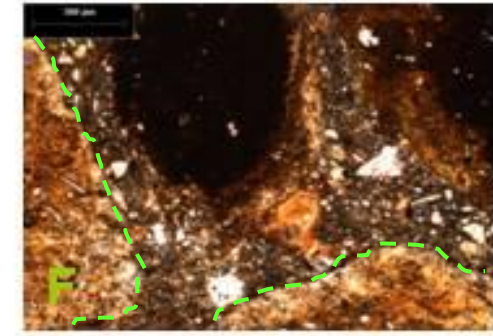
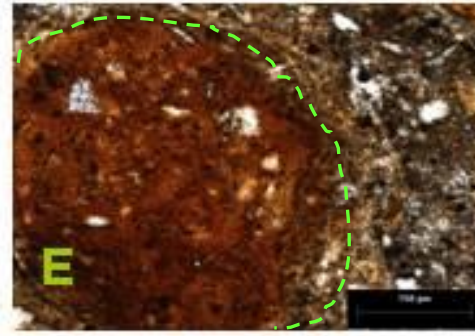
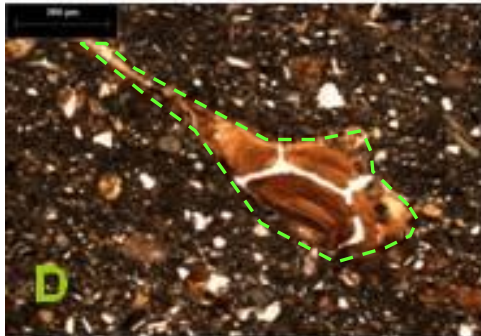
Por su parte, el tepetate 3 muestra agrietamiento, de modo que exhibe una estructura angular, provocando que los fragmentos de suelo tipo Luvisol (Fig. 21E) que se encuentran incluidos en la matriz, también se agrieten; en ella existe una gran cantidad de fitolitos (Fig. 21C y J) y arcilla iluviada con poca orientación, mezclada con limo y arena (Fig.21B). Además posee abundantes pápulas y fragmentos de carbón (Fig. 21H); los fragmentos redondeados de suelo muestran un fuerte intemperismo, sin embargo en la matriz éste es menor.

En contraste, en el tepetate 4 no se observa estructura (es masivo), con muy poca porosidad; los poros se encuentran recubiertos de limo y arena fina; hay una gran cantidad de plagioclasas de tamaño arena, con pocos rasgos de intemperismo. En la matriz se encuentran abundantes fitolitos (Fig. 21G) y pápulas, así como fragmentos redondeados de suelo tipo Luvisol (Fig. 21K).

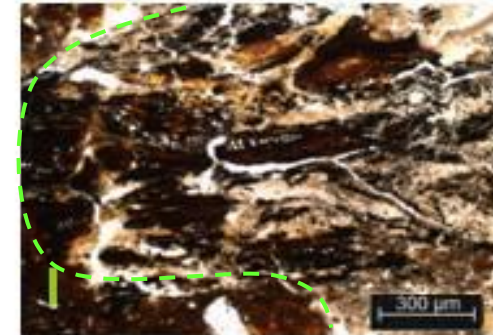
Tepetate 1



Tepetate 2



Tepetate 3



Tepetate 4

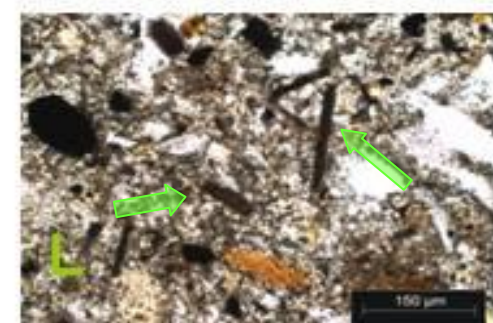
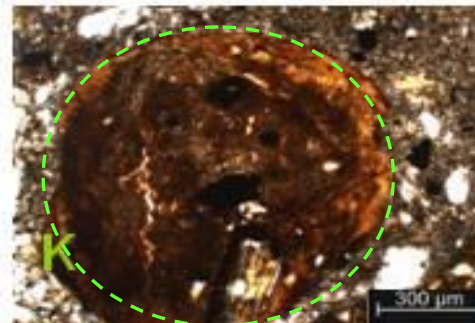
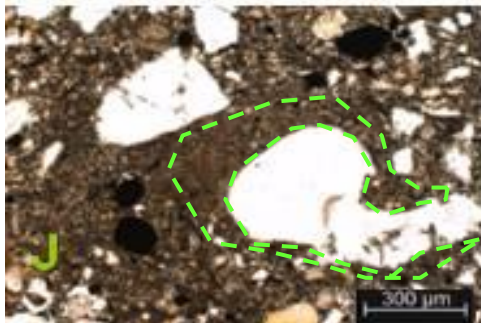


Figura 21. Micromorfología de Tepetates y Pedosedimentos. A, E, K, F Fragmentos de suelo. B, H, L Fitolitos en la matriz del suelo. C, D, G Cutanes de Arcilla. I fragmento de carbón. J cután de limo.

En cuanto a los pedosedimentos, en el Sándwich Buenavista, se observa que el horizonte B tiene estructura granular que rompe en bloques subangulares, con presencia de grietas de 45° que desarrollan alta macroporosidad. Los minerales son de tamaño arena. Hay fragmentos de suelo redondeado y pápulas y presencia de raíces frescas. En el horizonte sepultado (2A) se observa una abundancia tanto de fragmentos de carbón (Fig. 22A), como de pápulas (Fig. 22 B, C, D). La estructura es en bloques angulares con el mismo tipo de agrietamiento que en B en ángulos de 45° (Fig. 22E). Los minerales del tipo de las plagioclasas están intemperizados (Fig. 22F) y se tienen fragmentos redondeados de suelo tipo Luvisol, y concreciones de Fe-Mn. Existe fuerte peloturbación.

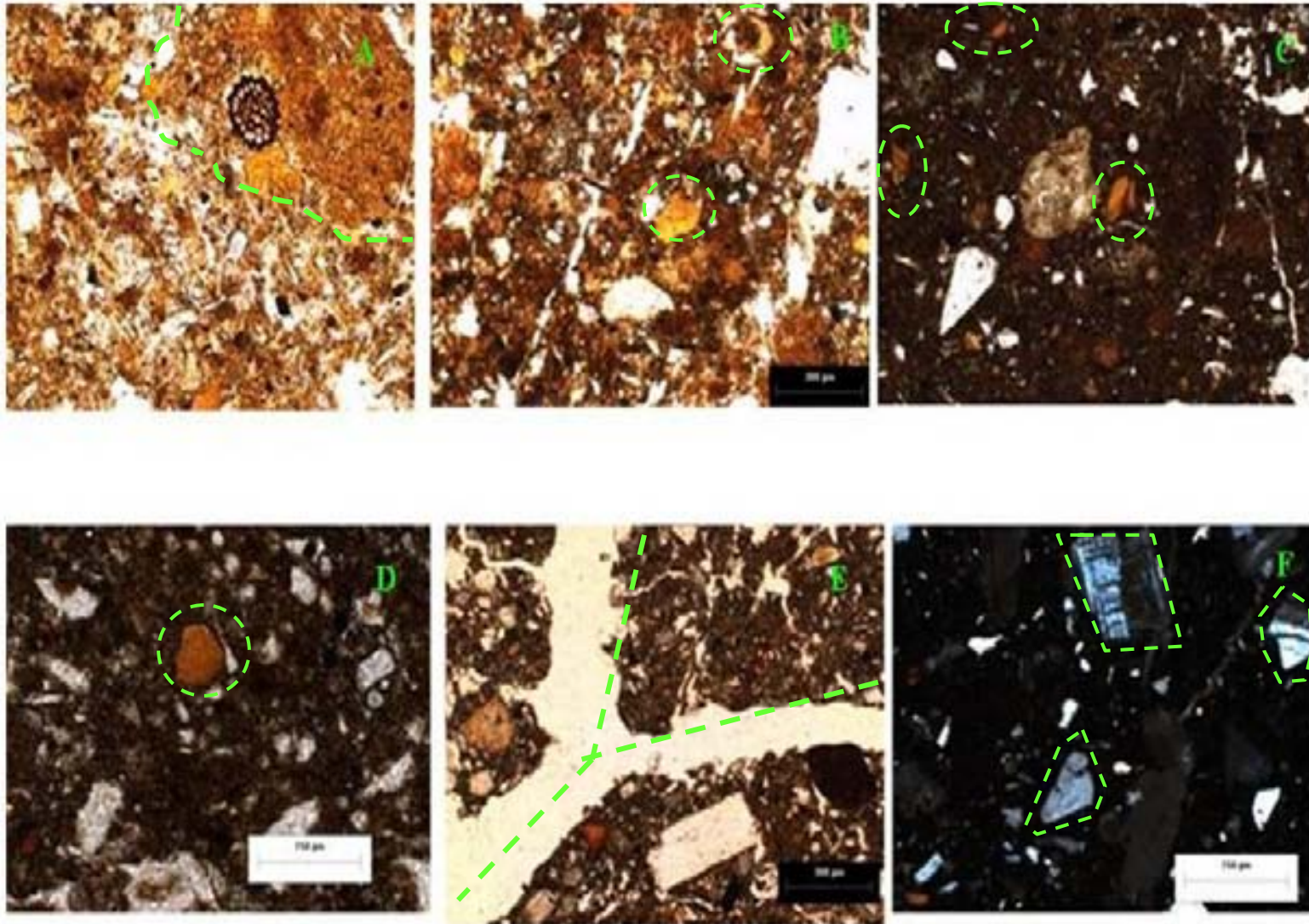


Fig. 22. Micromorfología del sándwich Buenavista. A-Carbón dentro de fragmento de suelo redondeado. B, C, y D- pápulas. E- grietas con ángulos cercanos a 45°. F- Plagioclasa poco alterada.

En el horizonte Bw de la Plintita Ahuatenco la estructura es en bloques subangulares. Los rasgos más notables que posee consisten en una gran cantidad de pápulas de arcilla fracturada (Fig. 23 D, F), fragmentos de suelo con alto grado de desarrollo (Fig. 23E), arcilla iluviada y minerales fuertemente intemperizados; la matriz es principalmente arcillosa, sin embargo son notorios minerales de tamaño arena fina, principalmente plagioclasas (Fig. 23A), con alto grado de intemperismo, presentando fracturas en sus planos de crucero; hay áreas con una alta concentración de hierro (Fig. 23B) con áreas blanqueadas (Fig. 23 C) y arcilla formando manchas.

En el horizonte C subyacente, cuya estructura es en bloques angulares y subangulares, hay zonas claras producto de la lixiviación de Fe y la eluviación de arcilla, además de zonas rojas por la acumulación del Fe y la acumulación de la arcilla (Fig. 23BH, J y K), las cuales se encuentran en forma de cutanes. Los minerales presentan fuerte intemperismo, existen pápulas parcialmente desintegradas junto con pápulas completas (Fig. 23G, I), además de fragmentos redondeados de suelos.

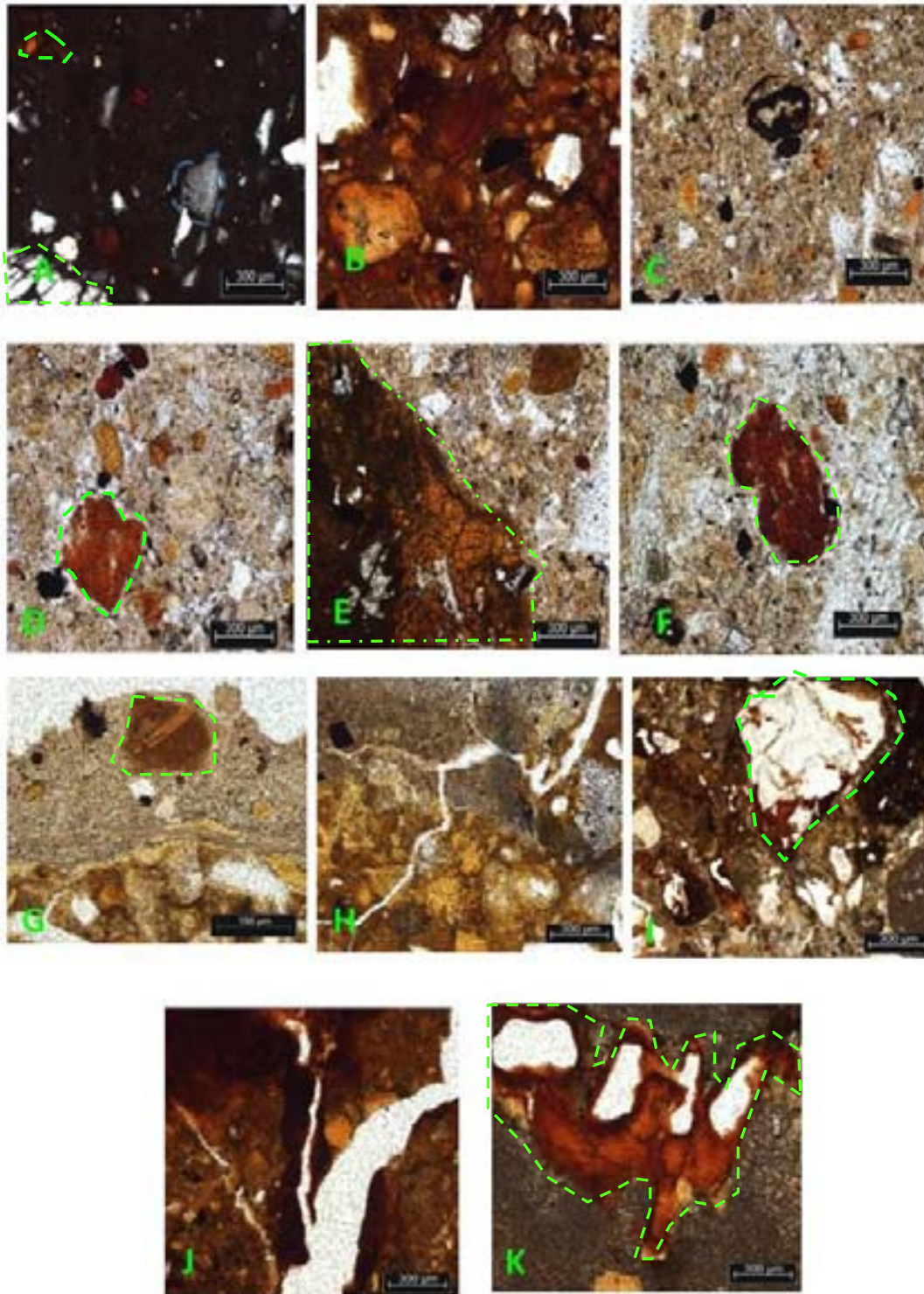


Fig. 23. Micromorfología de la Plintita Ahuatenco. A- birrefringencia de plagioclasa y pápulas. B- Zonas con acumulación de hierro. C- Zonas con pérdida de hierro. D y E- pápulas. F- fragmento de suelo. G- pápula. H- zonas de pérdida de suelo. I- pápula intemperizada. J, K - zonas de acumulación de hierro y arcilla.

En las tablas 11, 12 y 13 se resumen las características micromorfológicas de los suelos estudiados. Se destaca que los rasgos comunes de los Luvisoles son el fuerte intemperismo, la presencia de arcilla iluviada y fragmentos de suelo redondeados (tabla 11). En los suelos sepultados de Barranca Santa Úrsula y Phaeozem Ahuatenco son frecuentes las pápulas; el intemperismo de los minerales es menos intenso y la porosidad es mayor que en los Luvisoles (tabla 12).

En los horizontes que conforman los pedosedimentos se destaca la abundancia de cutanes sucios, las propiedades vérticas y las pápulas. En los Tepetates hay abundantes fragmentos de suelo y pápulas. Es interesante que en el tepetate 3 se combinan rasgos de iluviación intensa con propiedades vérticas. Finalmente, en la Plintita el intemperismo es fuerte con fragmentos de suelo y pápulas (tabla 13).

Tabla 11. Propiedades micromorfológicas de los Luvisoles Ahuatenco y Barranca Mexicapa.

Horizonte	porosidad	intemperismo	iluvación	nódulos	cutanes sucios (agrocutanes)	fragmentos de suelo	propiedades vérticas	pápulas	actividad biogénica
Luvisol Ahuatenco									
A	X	XX	X	XX	XX	XXX		XX	X
BC	X	XX	XX	XX		XXX		XX	X
Barranca Mexicapa									
AB	X	XXX	XX	X	XX	XX	X	X	XX
2Btss	X	XXX	XXX	X	X	XX			
3BCg	X	XXX	XXX	XX		XX		X	
3Cg	X	XX	XXX	XX					
4Btg	X	XX	XXX	X					
5C		XXX							

X POCO

XX FRECUENTE

XXX ABUNDANTE

Tabla 12. Propiedades micromorfológicas de los suelo Barranca Santa Úrsula, Phaeozem Ahuatenco, sándwich Buenavista y transición Luvisol-Vertisol

horizonte	porosidad	intemperismo	iluvación	nódulos	cutanes sucios (agrocutanes)	fragmentos de suelo	propiedades vérticas	pápulas	actividad biogénica
Sandwich Buenavista									
B	XX	XX	XX	X	XX	XXX	X	XXX	X
2A	X	X	X	X	XXX	XX	XXXX	XX	X
Barranca Santa Úrsula									
2AB	X	XX	XX	XX	X	XX	XX	XX	X
Transición Luvisol-Vertisol									
A1	XX	XX	XX	X	XX	XX	XXX	XX	X
A2		XX	XX			XXX		XX	
Phaeozem Ahuatenco									
2A	XX	XX				XX	X	XX	XXX

X POCO

XX FRECUENTE

XXX ABUNDANTE

Tabla 13. Propiedades micromorfológicas de los perfiles Tepetates y Plintita Ahuatenco

Horizonte	Porosidad	intemperismo	iluvación	nódulos	cutanes sucios (agrocutanes)	fragmentos de suelo	propiedades vérticas	pápulas
TEPETATES								
Tep 1		XX	XX	X		XXX		XX
Tep 2		XX	X	XX		XXX		XX
Tep 3	XX	XX	XXX	X	XX	XX	XX	XX
Tep 4	X	X	X	X	X	XX		XX
PLINTITA								
Bw	X	XXX	X	X		XX		XXX
C	X	XXX	XXX			XX		XX

X POCO

XX FRECUENTE

XXX ABUNDANTE

5.4 Propiedades físicas, químicas y mineralógicas

5.4.1. Suelos tipo Luvisol.

Los dos perfiles de suelo tipo Luvisol se caracterizan por tener alto contenido de arcilla, superior al 60% (Fig. 24), correspondiendo a una textura arcillosa en la mayoría los horizontes, excepto los horizontes C₁ y C₂ del perfil Ahuatenco y el horizonte 4C de Barranca Mexicapa, los cuales tienen una textura franco arcillosa, franco y franco limosa respectivamente. La fracción arena mantiene un porcentaje menor al 5 % en la mayoría de los horizontes, exceptuando en A y C₁ C₂ del perfil Ahuatenco y los horizontes BC y 4C del perfil Barranca Mexicapa los cuales superan el 10 %.

Tanto los valores de aluminio (Al_o) como silicio extraído por oxalato (Si_o) son bajos en estos suelos (menores que 1%). Los porcentajes de Al_o en los dos perfiles se comportan de manera similar ya que los horizontes superficiales tienen los valores más bajos (0.3% en Ahuatenco y 0.05% en Mexicapa), aumenta en B y comienza a disminuir en Bss; sin embargo esta disminución es más acentuada en Ahuatenco pues en Barranca Mexicapa se presenta un ligero aumento en el último horizonte 4C (Fig. 24).

El comportamiento del Si_o en estos dos perfiles es similar al observado en el Al_o, sin embargo en el horizonte B de Barranca Mexicapa se invierte la tendencia, dado que el valor más alto corresponde al horizonte superficial.

La relación de hierro extraído por oxalato (Fe_o) y hierro extraído por ditionito (Fe_d) no muestra un patrón definido. Los valores oscilan entre 0.05 y 0.09, coincidiendo los valores mayores en los horizontes superficiales, en Bss y C de ambos perfiles

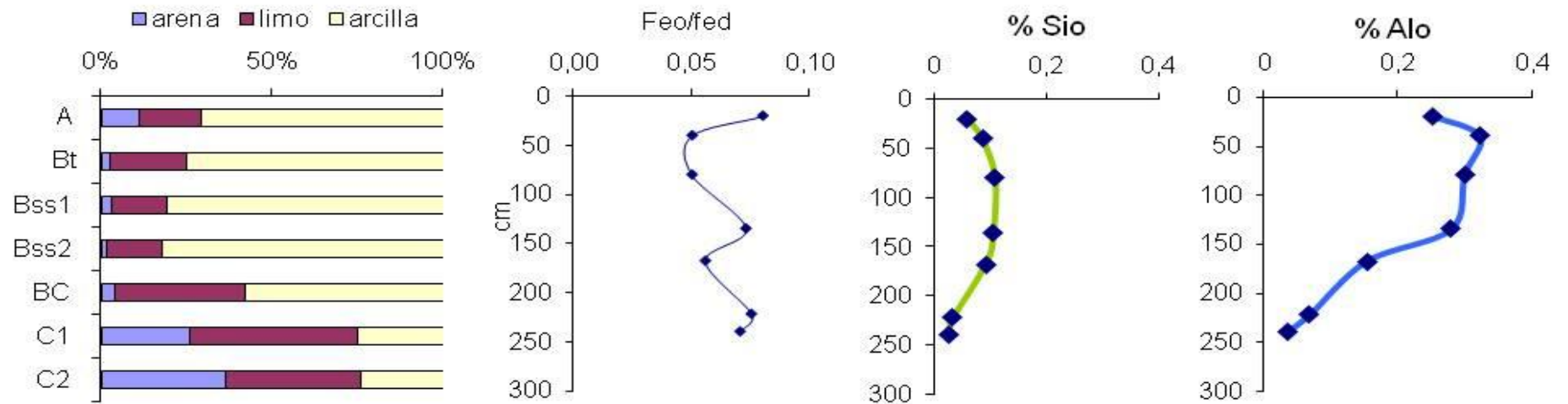
5.4.2. Suelos tipo Vertisol

Estos suelos caracterizan por mantener ligeramente constantes los porcentajes de fracciones de tamaño a lo largo del perfil, teniendo aproximadamente un 50% de arcilla en todos sus horizontes exceptuando los horizontes C, en los cuales llega a ser menos del 15 % (Fig. 25). De igual forma, la fracción limo y arena se mantiene constante en la mayoría de los perfiles exceptuando en el horizonte 2A del perfil Phaeozem Ahuatenco.

Por su parte, los porcentajes de Al_o en ambos suelos son pequeños (0.1-0.3%), correspondiendo el menor valor al horizonte A del suelo moderno y al 2C de Buenavista. Por el contrario, en el perfil barranca Santa Úrsula el horizonte superficial es el que posee el porcentaje más alto (Fig. 26). En el caso del Sio, también los valores son muy bajos, tanto en el suelo moderno como en el paleosuelo.

La relación Fe_o/Fe_d en los perfiles Vertisol Buenavista y Barranca Santa Úrsula se mantiene homogénea, aumentando ligeramente en los paleosuelos, mientras que en el perfil Phaeozem Ahuatenco se observa una tendencia a disminuir con la profundidad (Fig. 25 y 26).

Luvisol Ahuatenco



Barranca Mexicana

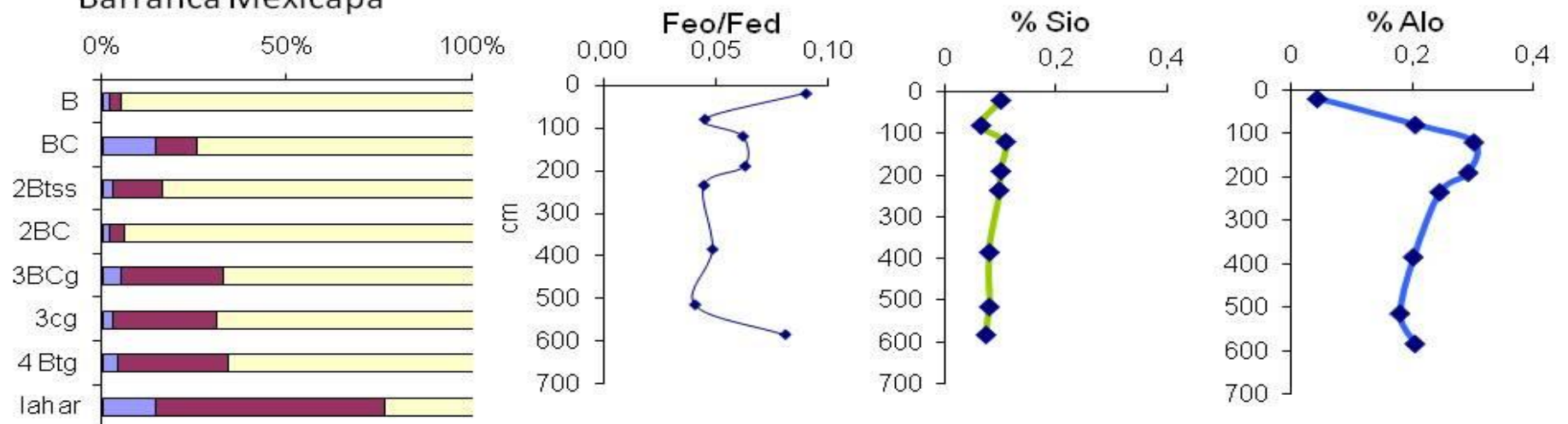
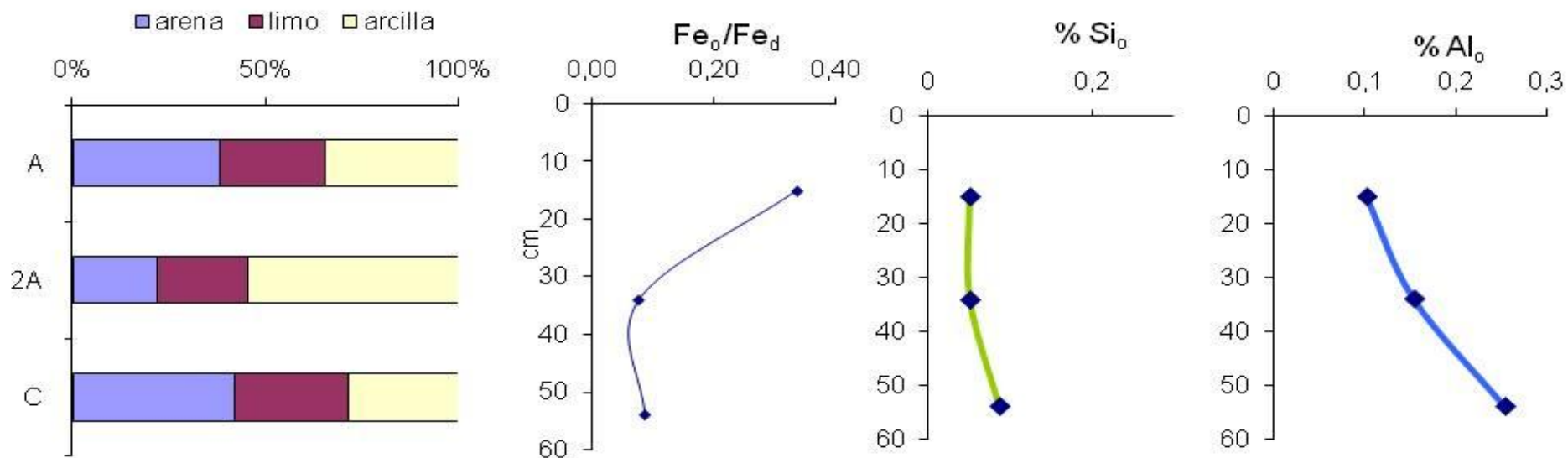


Figura 24. Distribución de partículas por tamaño, relación Fed/Feo, porcentajes de Sio y Alo en los Luvisoles, A) Ahuatenco, B) Barranca Mexicana

Phaeozem Ahuatenco



Vertisol Buenavista

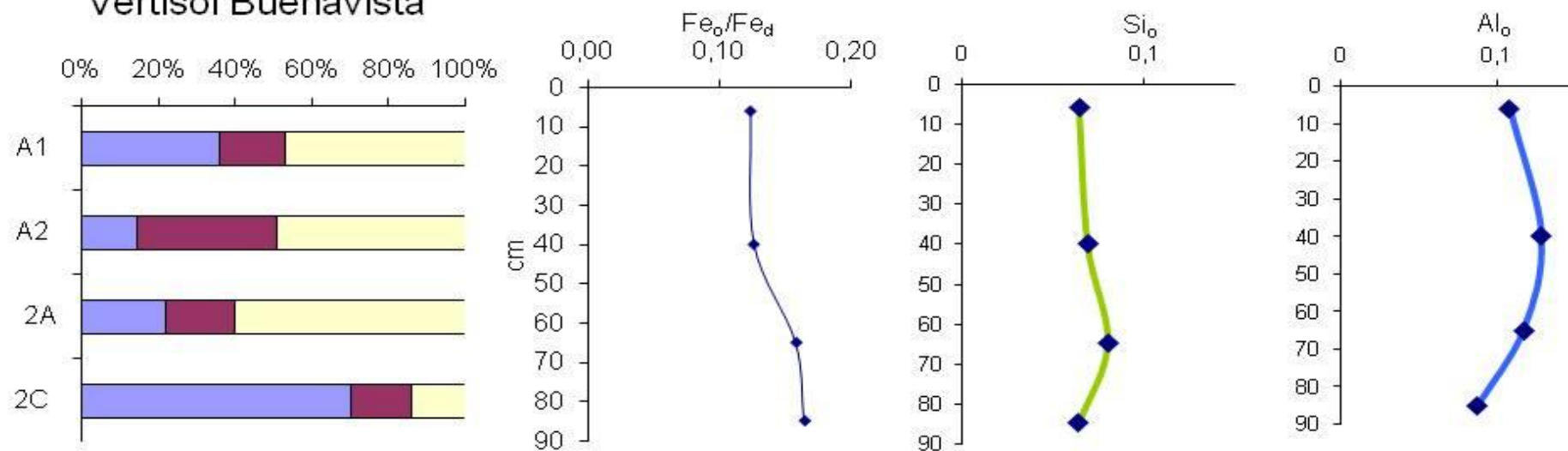


Figura 25. Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en los suelos tipo Vertisol, A) Phaeozem Ahuatenco y B) Vertisol Buenavista

Barranca Santa Úrsula

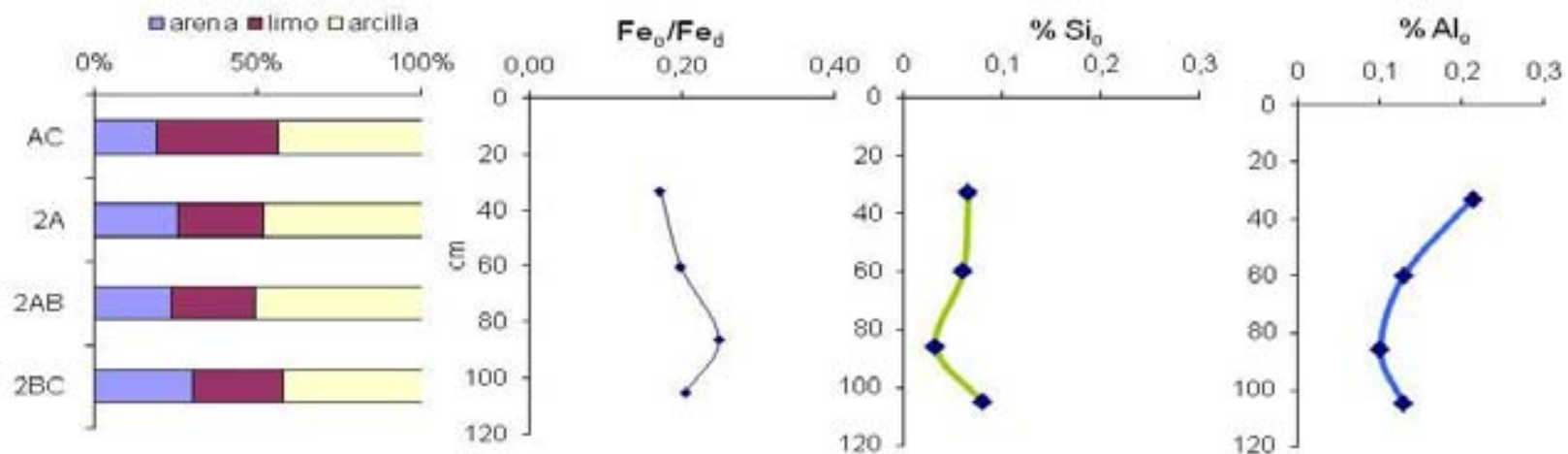


Figura 26. Distribución de partículas por tamaño, relación Fed/Feo, porcentajes de Sio y Alo en el perfil Barranca Santa Úrsula

5.4.3. Tepetates y pedosedimentos

La textura de los Tepetates se caracteriza por tener poca arcilla en el rango de 12 a 25%. La fracción limo se encuentra en los Tepetates 1 y 4 entre 52 y 55%; en el tepetate 2 es menor que 23% con un alto contenido de arena cercano al 60%, mientras que los Tepetates 1 y 3 presentan un contenido de limo del 17 al 29 (Fig. 27).

Los porcentajes de Sio y Alo son muy bajos (0.06 a 0.11% para Alo y de 0.03 a 0.06 % para el Sio) y con una tendencia a disminuir conforme la profundidad. La relación Feo/Fed tiene una tendencia a disminuir con la profundidad, exceptuando el tepetate 4 en donde se observa un aumento (Fig. 27).

En la Plintita Ahuatenco es notable el alto porcentaje de arcilla en el horizonte Bw que llega a ser de más del 90% (Fig. 27), en tanto en A y C los valores son de 30 y 40%, respectivamente.

Los porcentajes de Alo y Sio son bajos en todo el perfil (0.1 a 0.23 y 0.03 a 0.07, respectivamente), muestran una ligera tendencia de aumento en los horizontes más profundos. Por el contrario, la relación Feo/Fed tiende a disminuir conforme la profundidad, llegando hasta valores de 0.05 (Fig. 27).

En el horizonte AB del Sándwich Buenavista, la textura es franco-arcillosa y arcillosa en el horizonte B (60% de arcilla) y en el paleosuelo 2A (Fig. 28).

El porcentaje de Alo en este perfil muestra un máximo en el horizonte B con 0.24%, disminuyendo en el paleosuelo 2A hasta 0.19%. El porcentaje de Sio tiene un ligero aumento con la profundidad variando de 0.07 a 0.1%. La relación

Feo/Fed es muy homogénea en el perfil con valores que van de 0.1 a 0.14% (Fig. 28).

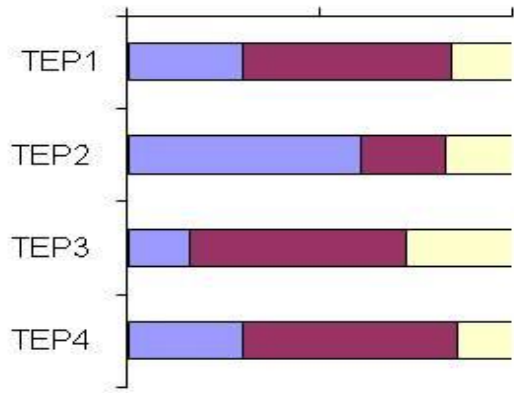
En el perfil que corresponde a la transición Luvisol-Vertisol, la textura es franco-arcillo-arenosa, caracterizándose por un bajo contenido de limo, con porcentajes que van de 9 a 15%. El valor máximo de arcilla (>40 %) se encuentra en el horizonte C (Fig. 28).

El porcentaje de Alo es pequeño (de 0.06 a 0.15 %) y tiene una tendencia a disminuir conforme a la profundidad. El Sio presenta un máximo en el horizonte C con un valor mayor a 0.05%, mientras que la relación Feo/Fed tiende a disminuir conforme a la profundidad, con un valor mínimo de 0.2 (Fig. 28).

Tepetate

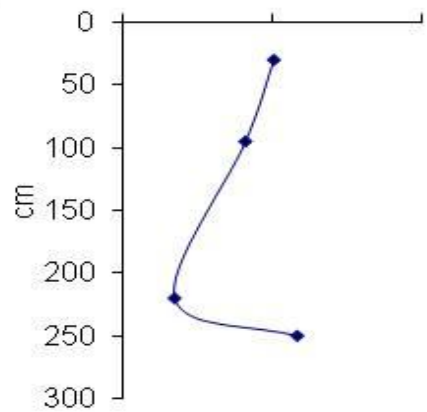
■ arena ■ limo □ arcilla

0% 50% 100%



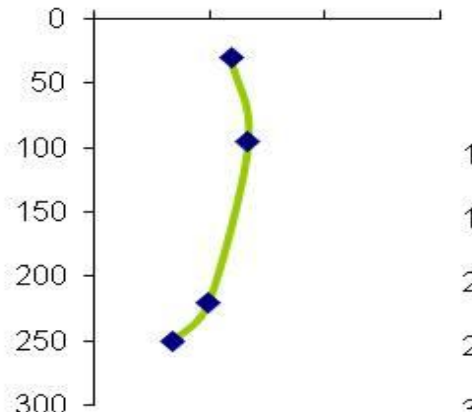
Fe_o/Fe_d

0,00 0,10 0,20



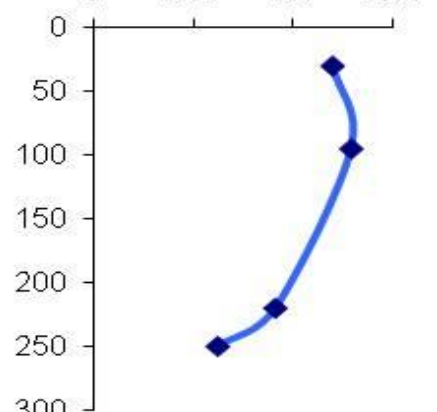
% Si_o

0 0,05 0,1 0,15



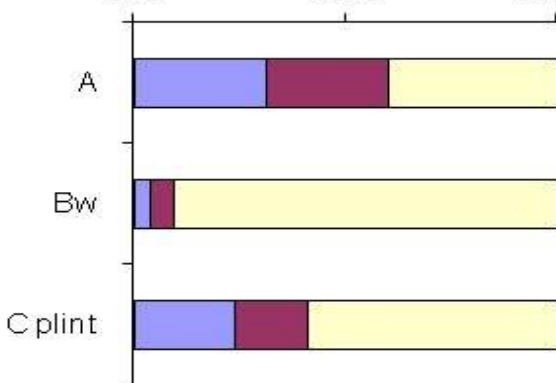
% Al_o

0 0,05 0,1 0,15



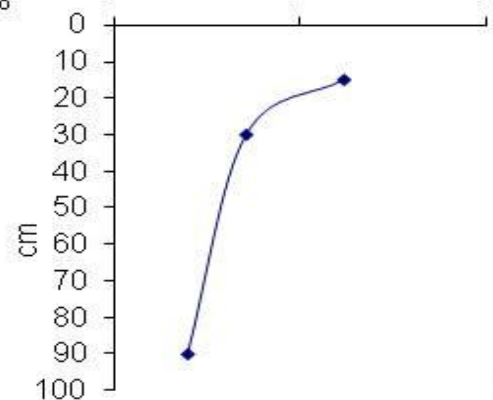
Plintita Ahuatenco

0% 50% 100%



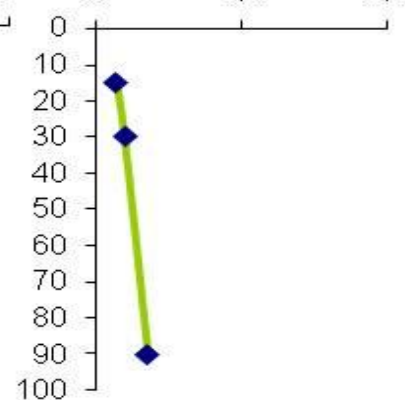
Fe_o/Fe_d

0,00 0,10 0,20



% Si_o

0 0,2 0,4



% Al_o

0 0,2 0,4

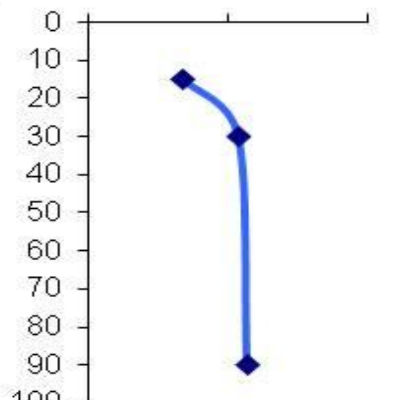
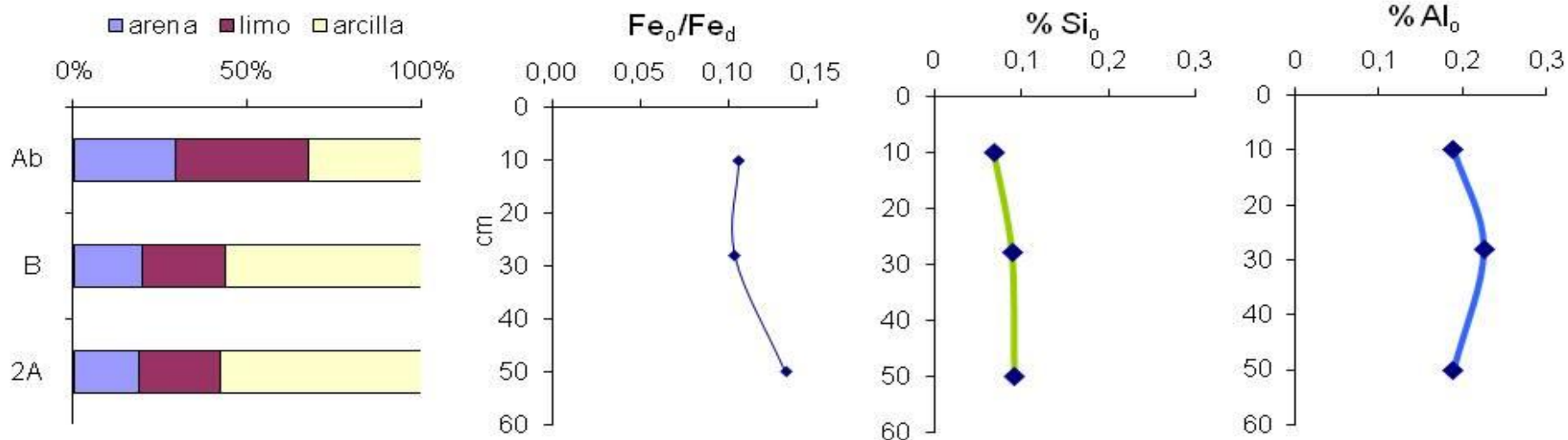


Fig. 27. Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o, porcentajes de Si_o y Al_o en los Tepetates y la Plintita Ahuatenco.

Sandwich Buenavista



Transición Luvisol-Vertisol

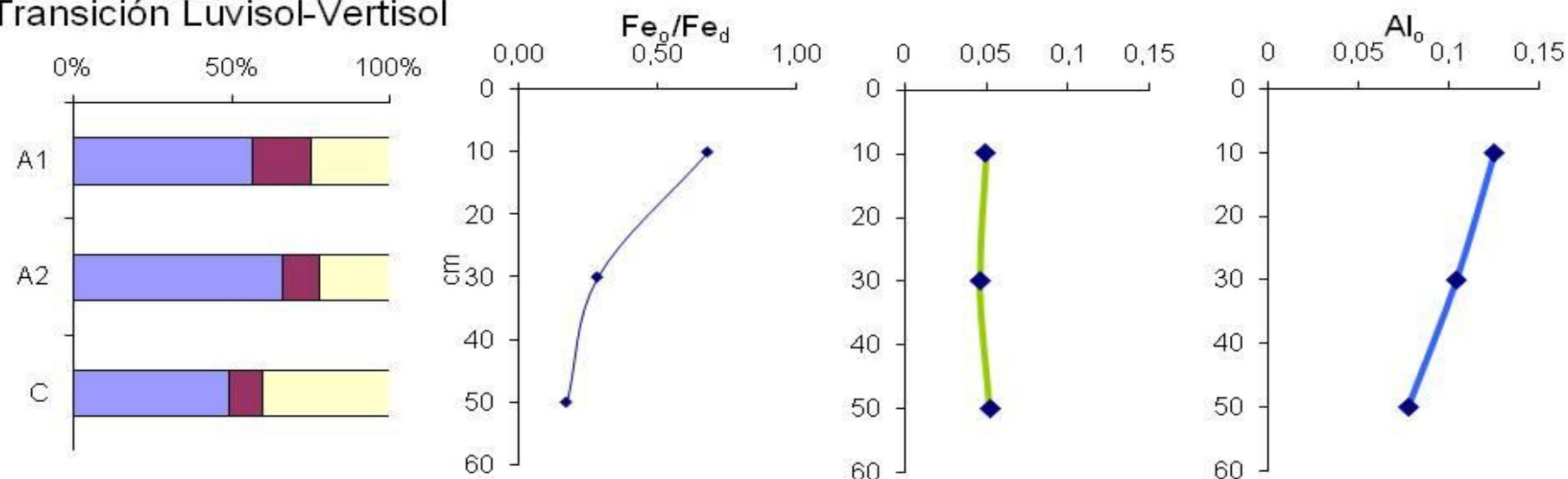


Figura 28. Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_D/Fe₀, porcentajes de Si₀ y Al₀ en los pedosedimentos Sándwich Buenavista y Transición Luvisol-Vertisol.

Casa prehispánica

El suelo de la casa Prehispánica posee una textura arcillosa, presentando un mínimo de arena en el horizonte Bt (menor al 5%) y un máximo de arcilla superior al 80%.

El porcentaje de Al_o y Si_o tiene máximos en el horizonte Bt de 0.37 para Al_o , y 0.09 en Si_o . Por el contrario la relación Fe_o/Fe_d tiene un mínimo en Bt menor 0.05 (Fig. 29).

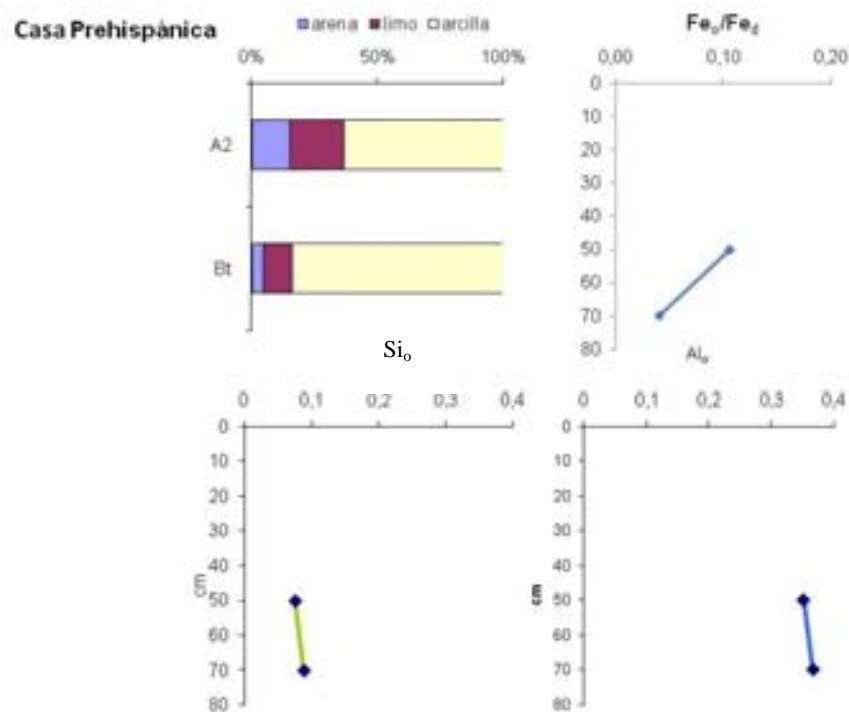


Figura 29. Distribución de partículas por tamaño, relación Fe_d/Fe_o , porcentajes de Si_o y Al_o en la Casa Prehispánica.

5.5. Mineralogía de arena fina

5.5.1 Suelos tipo Luvisol

El Luvisol Ahuatenco se caracteriza por presentar una diferencia evidente entre los dos primeros horizontes A y Bt y los subyacentes, en primer lugar se observa un mayor porcentaje de plagioclasas siendo este superior al 58% en A y Bt. Por el contrario en los demás horizontes se presentan porcentajes menores a 44%. Otro elemento que destaca es la presencia de vidrio en un porcentaje muy bajo; y en algunos horizontes, es nulo con un máximo del 5% en el horizonte Bss1 (Fig. 30).

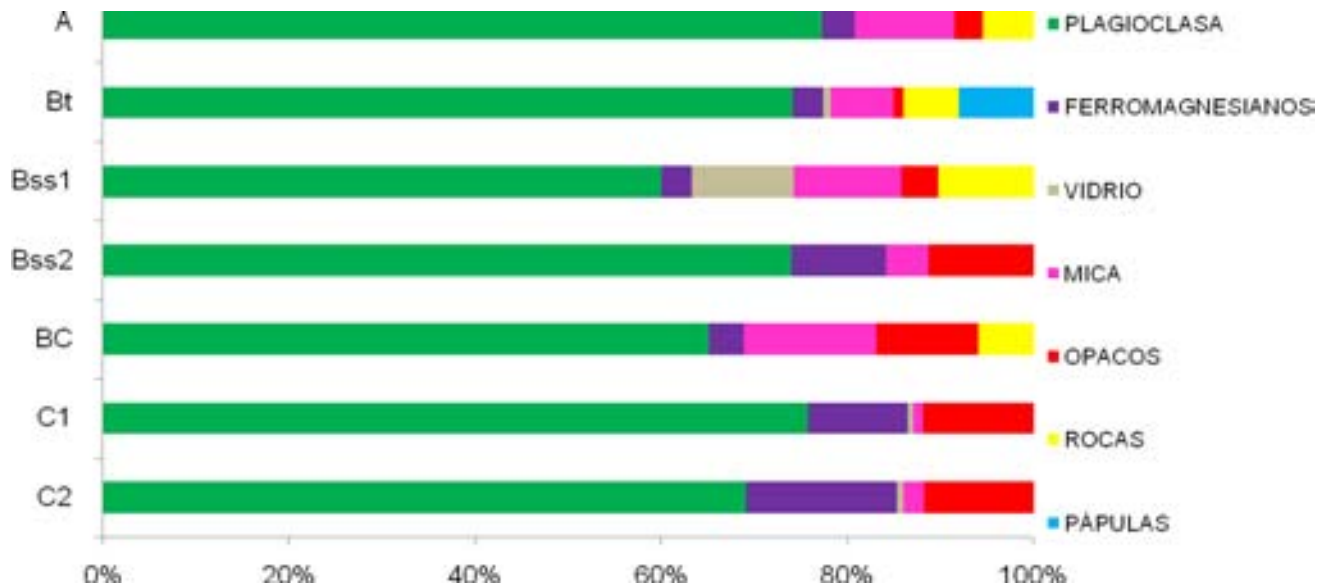


Figura 30. Mineralogía de arena fina del Luvisol Ahuatenco.

5.5.2 Suelos tipo Vertisol

En el Vertisol Buenavista, el perfil presenta más del 70% de plagioclasas con un máximo en A2, en donde también hay un porcentaje mayor de minerales opacos (Fig. 31). Los ferromagnesianos son el segundo grupo mineral más abundante teniendo un máximo en el horizonte A1 con 9.81%. En cuanto a las pápulas, en este perfil se observa un alto contenido en el horizonte 2A con 15.37%.

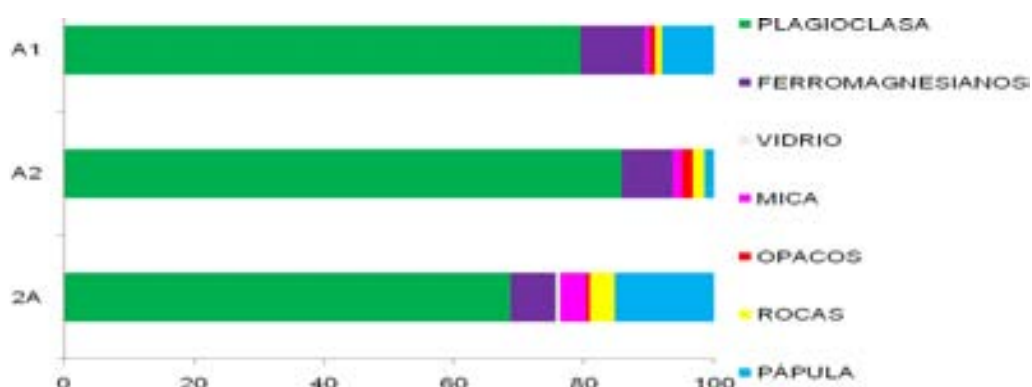


Figura 31. Mineralogía de arena fina del Vertisol Buenavista.

El Phaeozem Ahuatenco presenta un alto contenido de plagioclasas, aunque menor que el perfil anterior, con un máximo en el horizonte A de 55.4%. El segundo grupo más abundante corresponde a las pápulas con 49.4% en 2A. A diferencia del perfil anterior, el contenido de rocas y micas es mayor (Fig. 32).

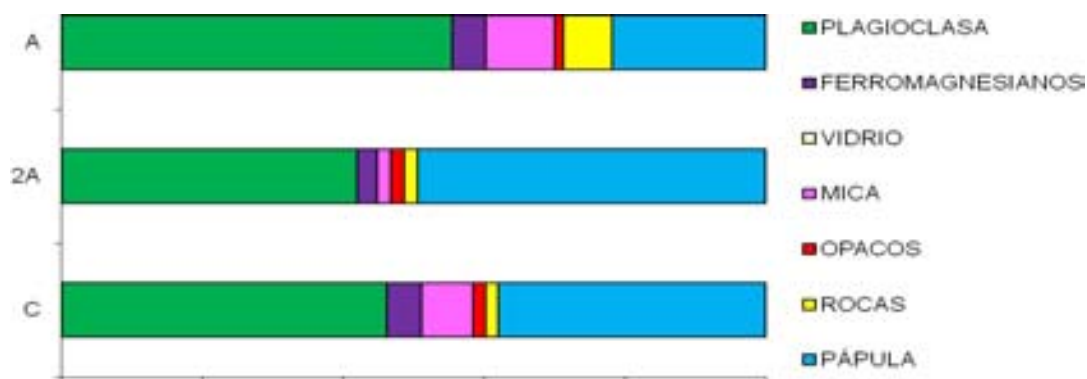


Figura 32. Mineralogía de arena fina del Phaeozem Ahuatenco.

El perfil Barranca Santa Úrsula (figura 33) mantiene la abundancia de plagioclasas, alcanzando 70.4% en el horizonte AC, además presenta una clara diferencia en el contenido de fragmentos de rocas, las cuales aumentan conforme la profundidad teniendo al máximo en el horizonte 2BC con 31.2%. Los minerales opacos se presentan en mayor contenido que en los perfiles anteriores (teniendo en promedio de 1.7 %).

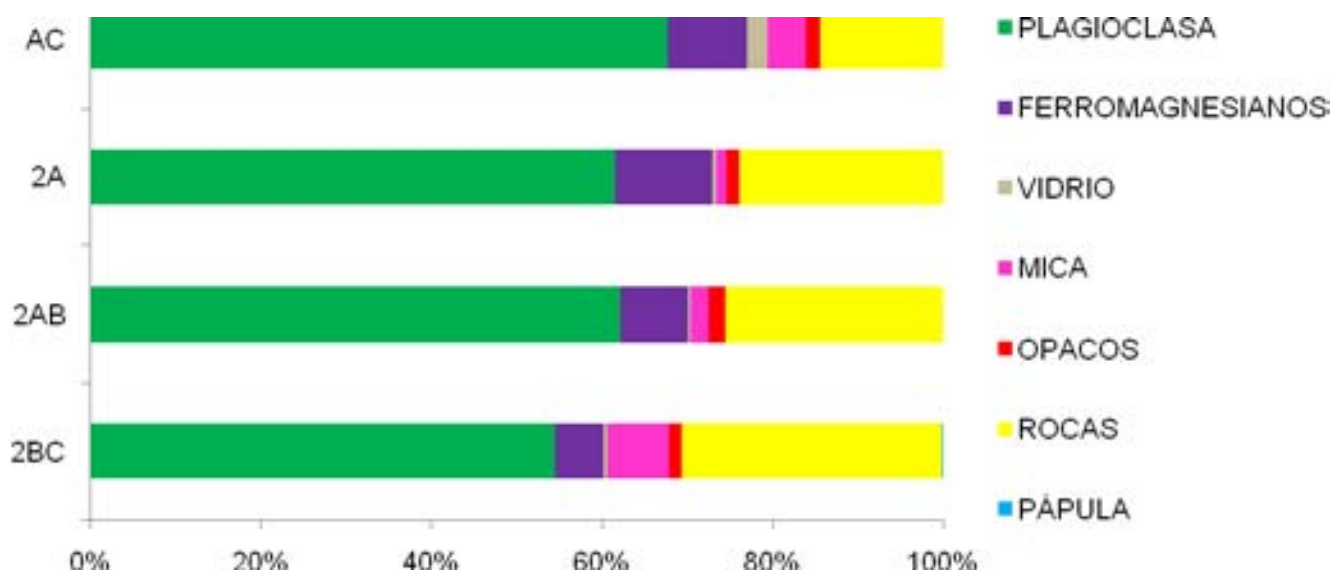


Figura 33. Mineralogía de arena fina del perfil Barranca Santa Úrsula

5.5.3. Tepetates y pedosedimentos

En los Tepetates se observa un alto contenido de plagioclasas con un máximo en el tepetate 4 de 80.9%, el segundo grupo de minerales en abundancia es el de los fragmentos de roca, que llega hasta 46.5%. Los ferromagnesianos se mantienen relativamente constantes en el perfil, al igual que el vidrio (Fig. 34).

Los pedosedimentos tipo Sándwich Buenavista (Fig. 35A) y Transición Luvisol-Vertisol presentan un alto contenido de plagioclasas hasta en 75% en el horizonte 2B en Buenavista. El contenido de fragmentos de roca aumenta con la profundidad ambos perfiles. Es de destacar que el mayor contenido de pápulas se encuentra en el horizonte AB de Buenavista, siendo muy escasas en el perfil *Transición Luvisol-Vertisol* (Fig. 35B).

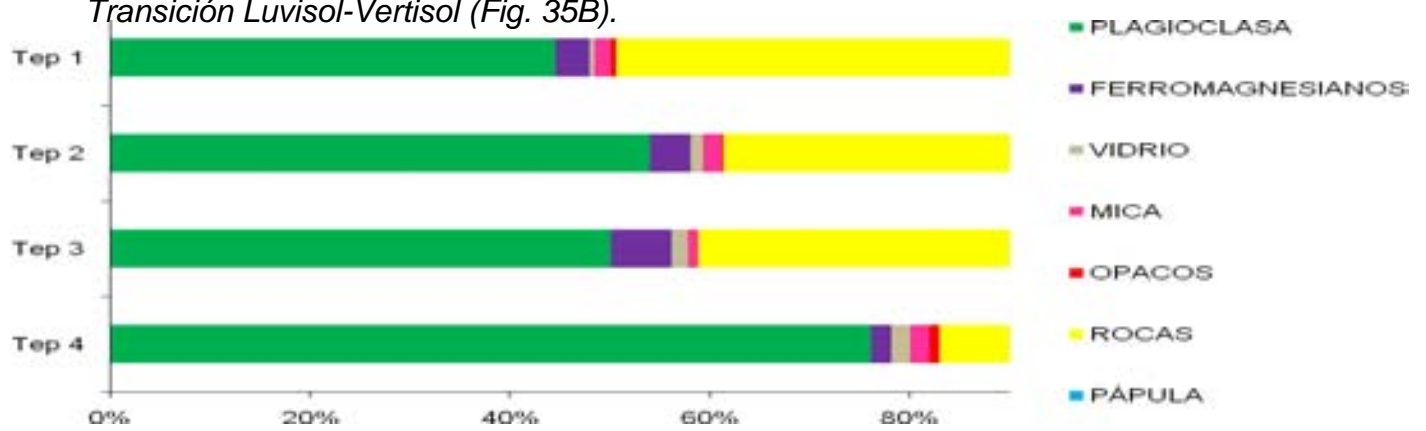


Figura 34 Mineralogía de arena fina de los Tepetates.

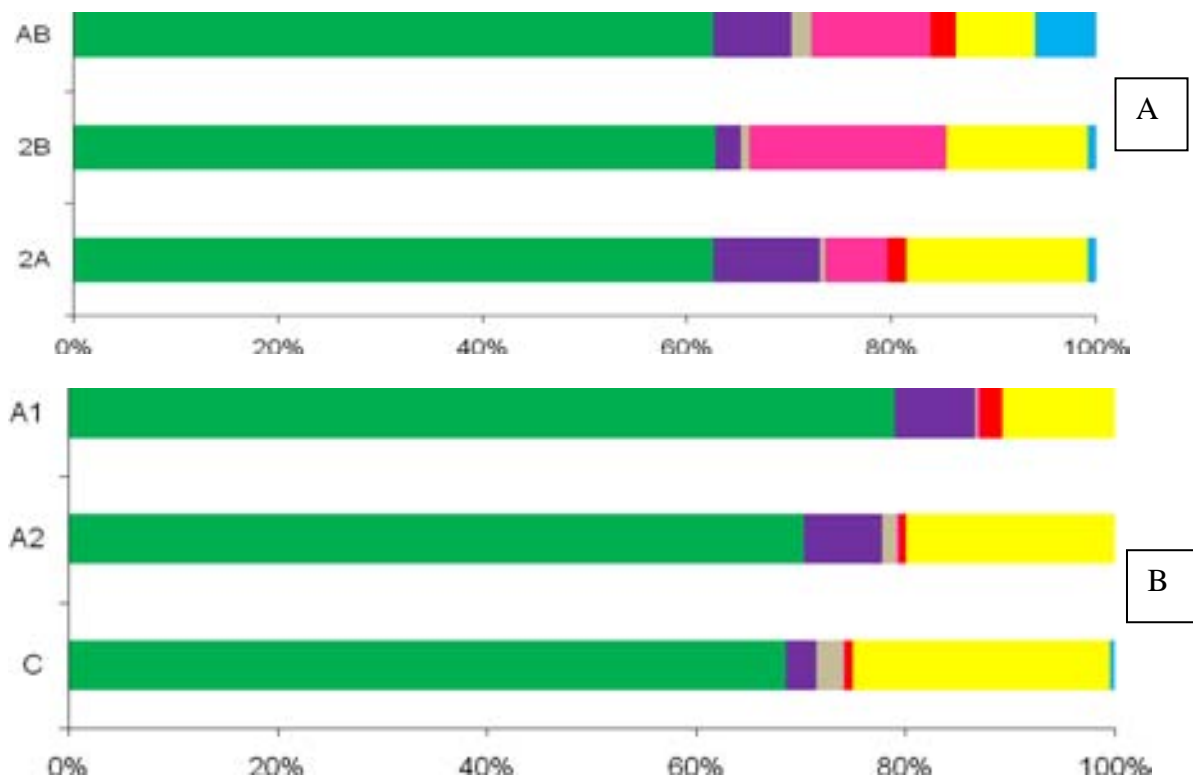


Figura 35. Mineralogía de arena fina en A) Sándwich Buenavista y B) Transición Luvisol-Vertisol.

En el caso de la Plintita Ahuatenco, el contenido de plagioclasas es relativamente alto en los dos primeros horizontes (50 y 69%, respectivamente) sin embargo baja considerablemente (hasta 5%) en el horizonte C, en donde se presenta el mayor contenido de pápulas (75%), las cuales están ausentes en el horizonte Bw. Es en este horizonte en el que los ferromagnesios alcanzan un máximo de 12% (Fig. 36).

Finalmente, la casa prehispánica presenta un alto contenido de plagioclasas, mayor que 65%, con una proporción relativamente homogénea de ferromagnesios (7.5%). Se destaca la presencia de micas en el horizonte Bt, las cuales habían contabilizado una proporción pequeña en todos los pedosedimentos estudiados. En el horizonte más profundo A2, las pápulas son abundantes (13.7%), con una disminución de las micas en A2 con menos del 2% (Fig. 37).

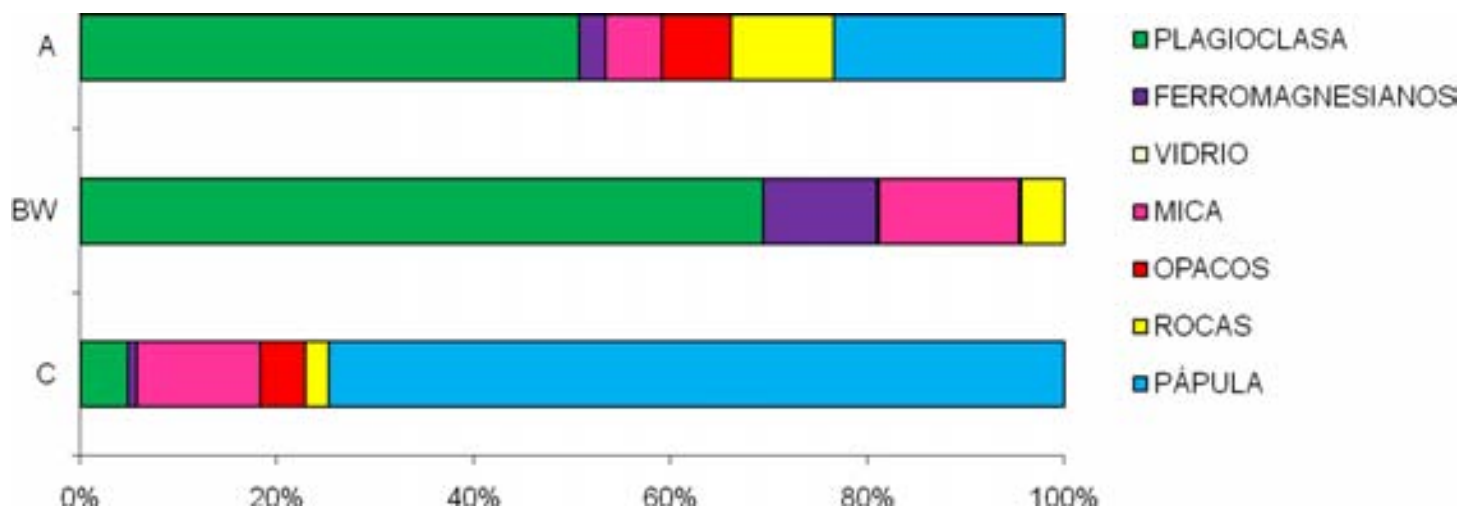


Figura 36. Mineralogía de arena fina del perfil Plintita Ahuatenco.

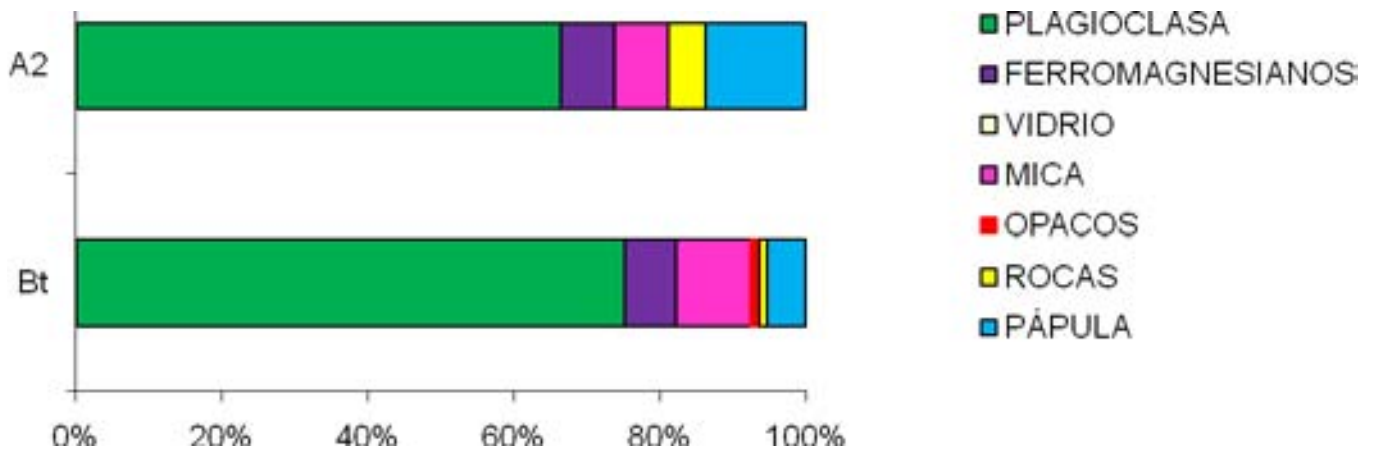


Figura 37. Mineralogía de arena fina del perfil Casa prehispanica

5.6. Mineralogía de arcilla

Se seleccionaron cuatro perfiles que caracterizaran los tipos de materiales estudiados en este trabajo. Como representantes de los suelos tipo Vertisol se tomaron los perfiles Vertisol Buenavista y Barranca Santa Úrsula; para los tipo Luvisol, el perfil Barranca Mexicapa; para el caso de Tepetates y pedosedimentos, se tomó el perfil de Tepetates. En la tablas 14, 15 y 16 se describen las fases identificadas y el tipo de arcilla encontrada:

Como se observa en todos los suelos se encontró caolinita en abundancia, inclusive en los materiales poco desarrollados como los Tepetates. La diferencia entre Luvisoles y Vertisoles es que en estos últimos aparece esmectita y vermiculita.

Tabla 14. Fases mineralógicas identificadas en fracción arcilla del perfil Barranca Mexicapa

PERFIL Y HORIZONTE	MUESTRA ORIENTADA	GLICOLACIÓN	400° C	550° C	FASES IDENTIFICADAS
Barranca Mexicapa					
B	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l Probablemente Halloysita 7Å
BC	7.2	7.2	7.2	X	Caolinita s.l Probablemente Halloysita 7Å
2Btss	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l Probablemente Halloysita 7Å
2BC	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l Probablemente Halloysita 7Å
3BCg	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l Probablemente Halloysita 7Å
3Cg	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l Probablemente Halloysita 7Å
4Btg	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l
5C	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita s.l

Tabla 15. Fases mineralógicas identificadas en fracción arcilla del perfil Vertisol Buenavista y Tepetates

Vertisol Buenavista					
A1	15.2	≈14-17	≈10		<i>Esmectita s.l y/o Vermiculita</i>
	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
A2	14.7	≈17	≈10	≈10	Esmectita
	7.2	7.2	≈7	X	Kaolinita
2A	15	≈17	≈10	≈10	Esmectita
	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
2C	14.7	≈17	≈10	≈10	Esmectita
	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
Tepetates					
TEP2	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
TEP3	10	≈10	≈10	≈10	<i>Mica</i>
	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
TEP4	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita

Tabla 16. Fases mineralógicas identificadas en fracción arcilla del Perfil Barranca Santa Úrsula

PERFIL Y HORIZONTE	MUESTRA ORIENTADA	GLICOLACIÓN	400° C	550°C	FASES IDENTIFICADAS
Barranca Santa Úrsula					
AC	≈15.7	≈17 ≈15	≈10	≈11	<i>Esmectita</i> <i>y/o Vermiculita</i>
2A	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
	≈16	≈17 ≈15	≈17 10	≈10-12	<i>Esmectita</i> <i>y/o Vermiculita</i>
2AB	7.2	7.2	7.2	7.2	X
	≈15.7	≈15	≈10	≈10	Vermiculita
AC	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita
	≈15.7	≈15	≈10	≈10	<i>Vermiculita</i>
	7.2	7.2	7.2	X	Kaolinita

5.7. Composición química total

Para el análisis de composición química total se seleccionaron las muestras de los perfiles Vertisol Buenavista, Tepetates y Barranca Mexicapa. Con los valores obtenidos por la fluorescencia de rayos X, se calcularon los índices de intemperismo (tabla 17).

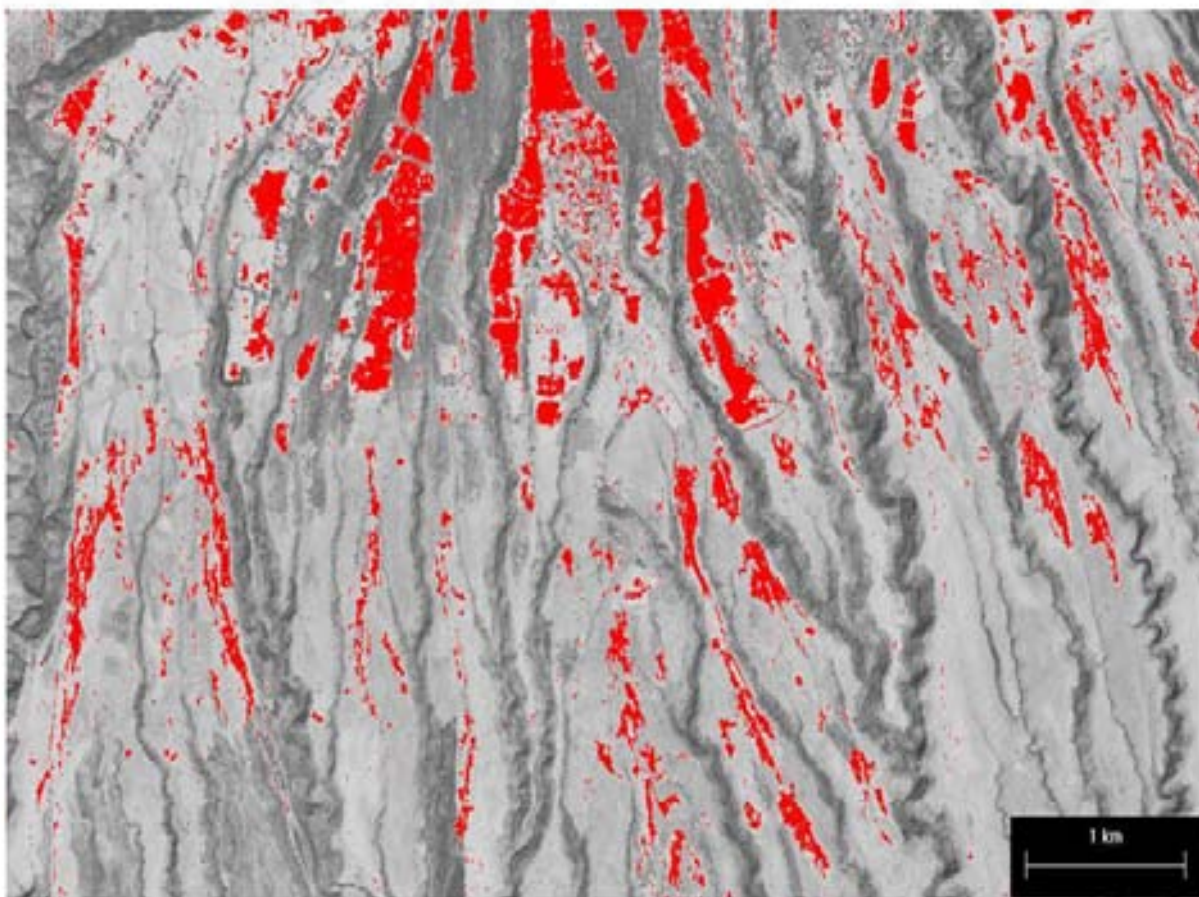
En los Tepetates, se observa que los valores de los índices son más altos que en los otros dos perfiles, sin embargo tanto en el tepetate 2 como el 3, se tienen relaciones más elevadas en sílice/alúmina y bario/estroncio, que indican un mayor grado de alteración. En el caso del Vertisol Buenavista, los valores representan un intemperismo moderado, mientras que el perfil de Barranca Mexicapa se encuentra fuertemente intemperizado, tal como lo evidencian los valores de todos los índices correspondientes. Es notable que inclusive el horizonte 5C muestre un grado intenso de alteración.

Tabla 17. Índices de alteración de tres perfiles seleccionados.

HORIZONTE	R	CIA	CIW	WIP
Vertisol Buenavista				
A2	3,8	75,8	76,8	21,1
2 ^a	4,2	72,4	73,6	24,7
2C	5,8	56,1	58,9	43,6
Tepetates				
Tep 2	5,6	74,2	76,9	17,6
Tep 3	6,0	70,5	73,1	21,2
Tep 4	6,8	67,2	69,1	21,6
Barranca Mexicapa				
B	1,8	99,2	99,8	1,2
BC	2,6	95,4	96,0	4,6
2Btss	2,2	99,5	99,7	0,9
2BC	2,3	99,6	99,7	0,7
3BCg	2,3	99,8	99,9	0,5
3Cg	3,3	98,7	99,9	2,3
4Btg	2,4	99,6	99,9	1,1
5C	2,5	99,8	99,9	0,2

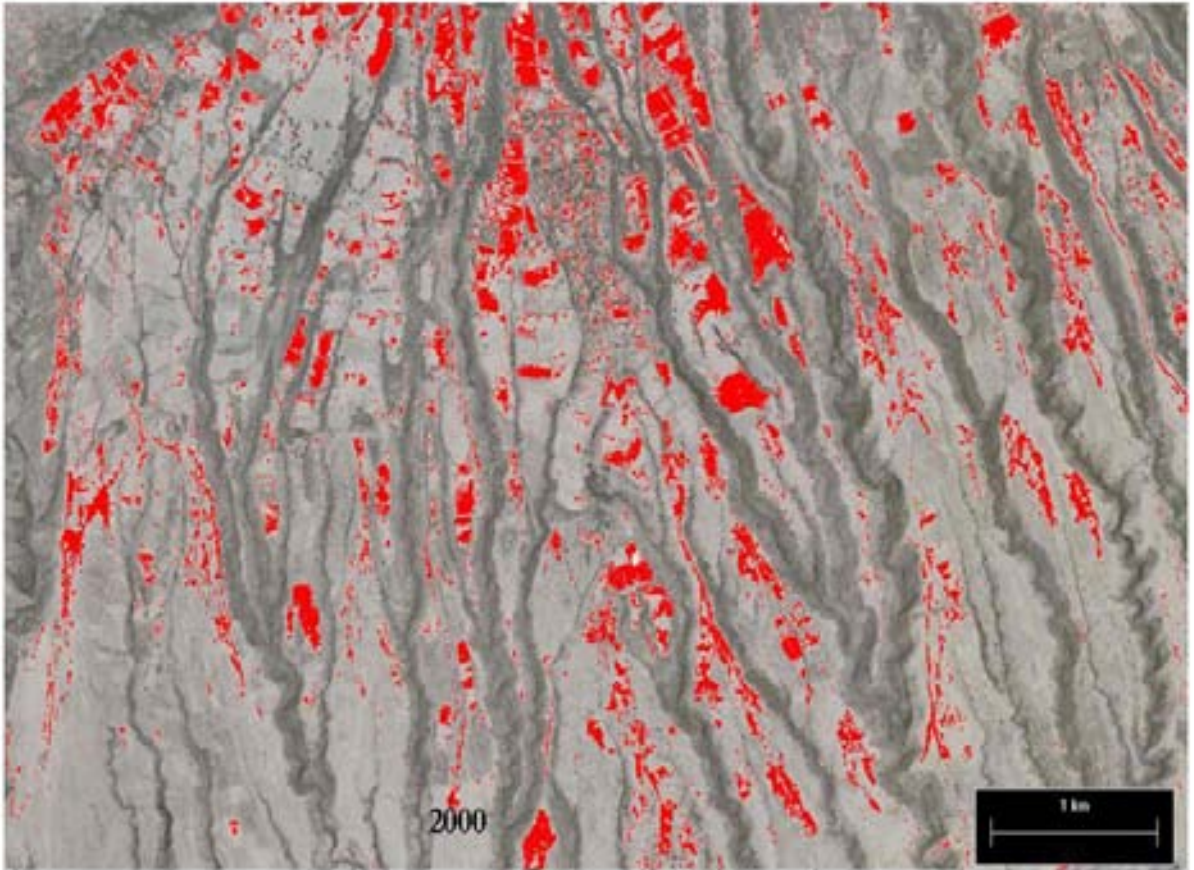
5.8 Análisis de fotografías aéreas

En el análisis realizado a las fotografías aéreas de los años 1971 y 2000 (Fig.38 y 39) de una zona del Glacís de Buenavista, se observa que el área con afloramiento de tepetates resaltada en color rojo, disminuyó de 2.84 Km² aproximadamente en 1971, comparándola con la foto del 2000 que presenta un área de 2.19 km² aproximadamente.



 Área 2.82 Km²

Figura 38. Área de afloramiento de Tepetates año 1971



■ Área 2.19 Km

Figura 39. Área de afloramiento de Tepetates año 2000

CAPÍTULO VI

DISCUSIONES

6.1. GÉNESIS Y VELOCIDAD DE FORMACIÓN DE LOS SUELOS DEL GLACÍS

Suelos tipo Luvisol

Los suelos tipo Luvisol presentes en el Glacís muestran un avanzado grado de desarrollo evidenciado por su alto contenido de arcilla, su fuerte intemperismo, su mineralogía y su rasgos micromorfológicos. De acuerdo con diversos autores, se sabe que el tiempo mínimo para la formación de horizontes de acumulación de arcilla ocurre en lapsos de más de 10,000 años (Birkeland, 1999). Jahn y Stahr (1996) señalan que el tiempo mínimo para desarrollar suelos tipo Luvisol es de más 13,000 años. De acuerdo a los resultados de Escamilla et al. (2002) y Solleiro et al. (2003) los Luvisoles del Glacís son policíclicos y poligenéticos de tal manera que su formación ocurre en diferentes fases y ambientes, con una edad máxima de 12,900 años. Durante ese tiempo al menos tres Luvisoles muy bien desarrollados se constituyeron (Solleiro et al. 2003). ¿Por qué es posible que estos suelos se hayan formado en un lapso tan corto?

La evidencia micromorfológica demuestra que el alto grado de desarrollo encontrado en este tipo de suelos, es en parte el resultado de una pedogénesis previa al material parental, tal como lo demuestran los fragmentos de suelos redondeados que presentan cutanes de iluviación, además de pápulas que fueron

incorporados a la matriz del suelo. Por otro lado, en los horizontes más profundos del perfil Barranca Mexicapa no se observaron estos rasgos, sin embargo presentan un alto contenido de arcilla de naturaleza caolinítica, que demuestra el alto grado de alteración previa que exhibía el material parental.

Siguiendo esta hipótesis, es lógico pensar que el alto grado de evolución de las arcillas encontradas en estos suelos, específicamente la caolinita, es el resultado del intemperismo durante varios ciclos de desarrollo pedogenético, lo cual ha provocado su mayor cristalinidad, así como su concentración, dada por el alto porcentaje en el que se presenta en todos los horizontes de los perfiles Barranca Mexicapa y Luvisol Ahuatenco.

De igual forma es posible explicar en estos suelos los valores tan altos en los índices de intemperismo (relaciones sílice/alúmina, hierro/alúmina, bario/estroncio) así como en los de Fe_o/Fe_d , y en su bajo contenido de Si_o y Al_o . Inclusive en el material parental del perfil Barranca Mexicapa todas estas relaciones indican un alto grado de alteración. Si el material parental de los Luvisoles está constituido por restos de materiales tan fuertemente pre-intemperizados es factible que su pedogénesis sea más rápida.

Suelos tipo Vertisol.

Por otro lado los suelos tipo Vertisol como son Phaeozem Ahuatenco, Vertisol Buenavista y barranca Santa Úrsula presentan una pedogénesis un tanto distinta. En primer lugar estos suelos incorporan en su matriz fragmentos de suelo y pápulas lo que nos indica que una parte del material parental procede de la erosión de los suelos tipo Luvisol que se encuentran en las partes de mayor

altitud. Además como rasgo propio de una pedogénesis tipo Vertisol encontramos que estos suelos muestran una microestructura de bloques angulares con alto contenido de materia orgánica y peloturbación. Aunado a esto, su mineralogía de arcilla está dominada por esmectita y vermiculita, las cuales son arcillas que se forman predominantemente en climas semiáridos con una marcada estacionalidad, mientras que la arcilla caolinita presente en estos suelos es una arcilla heredada de los suelos tipo Luvisol.

Otro factor que indica una pedogénesis distinta a los suelos anteriores es el índice de Fe_o/Fe_d (figuras 24 y 25) cuyos valores oscilan de 0.1 a 0.4, lo que indica que tienen menor intemperismo. Sin embargo los valores de aluminio y sílice amorfos son también bajos, similares a los encontrados en los Luvisoles.

La pedogénesis de estos suelos posiblemente está íntimamente relacionada con la génesis tipo Luvisol ya que la lixiviación del sílice y las bases de las partes altas enriquecen el material parental y puede provocar una neoformación de la arcilla tipo 2:1, como las encontradas en estos suelos, siendo común tener esta asociación de suelos en catenas naturales. Las edades que se encontraron en los 2 suelos tipo Vertisol, de horizontes sepultados del Vertisol Santa Úrsula y Buenavista fueron de 2160 ± 49 y 1380 ± 40 años a. P., respectivamente lo que indica que su pedogénesis es más rápida que la de Luvisoles; de hecho, se podría considerar que la formación de un suelo con propiedades vérticas en el Glacís puede ocurrir en 1500 años. Este lapso es menor que el reportado por Eitel et al (2002), quienes encuentran edades máximas para la formación de suelos tipo Vertisol entre 2500 y 5500 años; sin embargo, los mismos autores señalan que el

proceso de humificación es mucho más reciente, ya que ocurre en periodos de 1000 años (Kantor y Schwertmann, 1974).

El grupo de Tepetates y pedosedimentos presentan una génesis relativamente compartida, la cual está dominada por movimientos en masa. Exceptuando el perfil Plintita Ahuatenco que tiene un alto grado de intemperismo.

Los Tepetates contienen, principalmente, dentro de su matriz fragmentos redondeados de suelo tipo Luvisol, los cuales además incluyen carbón, lo que nos evidencia incendios de vegetación que se encontraba *in situ*. Al quedar los suelos desprovistos de la cobertura vegetal, posiblemente fueron susceptibles a la erosión hídrica que originó los depósitos de lahar que más tarde se emplazaron y formaron los actuales Tepetates.

Además, estos Tepetates presentan dos fases contrastantes en su mineralogía de arcilla, la primera es de tipo caolinita, altamente cristalina, y la segunda con minerales detríticos, que hablan una mezcla de materiales con alto y bajo grado de intemperismo. En las fracciones arena y limo los minerales primarios presentan pocos rasgos de intemperismo, indicando que los materiales de los cuales se formaron los Tepetates fueron cenizas volcánicas frescas mezcladas con suelos. Los valores de la relación Fe_o/Fe_d de los Tepetates son relativamente más altos que en los Luvisoles, sin embargo más bajos que lo esperado para sedimentos poco intemperizados, debido a la mezcla de material fresco y alterado. Los índices de alteración también apoyan esta idea. Lo anterior concuerda con lo encontrado por Solleiro et al. (2003) quienes mencionan que los Tepetates de Ahuatenco son depósitos de lahar, mismos que además sufrieron procesos de deshidratación rápida e hidroconsolidación, que promovieron su consolidación y compactación.

De la misma manera que se formaron los Tepetates el perfil Sándwich Buenavista y transición Luvisol- Vertisol presentan evidencia de depositación de materiales coluvio-aluviales, los cuales provienen de la erosión de los suelos tipo Luvisol, los cambios abruptos en el contenido de arcilla en el primer horizonte para Sándwich Buenavista y en el horizonte C de la transición Luvisol- Vertisol, así como el porcentaje de Al_0 , Si_0 evidencian su origen, ya que cada horizonte es producto de distintos materiales parentales, siendo el horizonte B de Sándwich Buenavista un material parecido al de los Luvisoles, por su color pardo rojizo y alto porcentaje de arcilla, con un límite abrupto con el horizonte inferior. Esto nos indica que este material sepultó a un suelo tipo Vertisol y que guarda todavía parte de sus propiedades originales.

Por último el perfil Plintita Ahuatenco presenta una pedogénesis distinta a todos los perfiles estudiados. Con un intemperismo fuerte, la traslocación del Fe es el proceso dominante, que le confiere la coloración con moteados naranjas y rojos junto a zonas con colores grisáceos; para que esto suceda es necesario que el suelo se forme en condiciones de saturación estacional de agua, actuando en periodos de tiempo largo.

Este perfil tiene la relación Fe_0/Fed más baja de todos los suelos, indicando que es el más intemperizado hasta ahora encontrado en el Glacis de Buenavista, y con una edad relativa más antigua según su posición estratigráfica ya que se encuentra directamente sobre la formación Cuernavaca.

6.2 Dinámica erosiva.

Los resultados que se obtuvieron en el Glacís de Buenavista, principalmente en lo referente a la micromorfología, mineralogía de arcilla, y análisis de fotos aéreas; permitieron reconocer dos diferentes dinámicas de erosión, las cuales fueron divididas en dinámica antigua natural y dinámica actual antrópica.

6.2.1 Dinámica antigua

La dinámica antigua o natural se caracteriza principalmente por no presentar evidencia de actividades humanas, por lo que se considera que es resultado de factores naturales como lo son el aumento de precipitación pluvial, cambios en la cubierta vegetal, incendios naturales, movimientos tectónicos, vulcanismo etc.

El Glacís de Buenavista se ha caracterizado a lo largo de su historia geológica por procesos cíclicos de erosión/sedimentación (Ortiz, 1977). De hecho, la geoforma se ha rellenado con sedimentos clásticos gruesos de la formación Cuernavaca, desde el Plioceno (Fries, 1960). Tanto la actividad tectónica que originó el graben de Cuernavaca como la volcánica han influenciado estos procesos. Son comunes, entonces, los depósitos de avalancha y de lahar, formados en el Pleistoceno (Macías, 2006).

Los Tepetates, originados por lahares, son evidencia también de esta dinámica erosiva en la zona de estudio, los cuales fueron emplazados a fines del Pleistoceno 12,900 años, de acuerdo con fechamiento obtenido por Solleiro et al (2003).

En estos Tepetates se encuentran mezclados fragmentos de suelo redondeados con materiales volcanogénicos frescos, los fragmentos conservan claramente sus rasgos pedogenéticos (fig. 19.A,E,I), permitiendo reconocerlos como tipo Luvisol; además se encontró también que los fragmentos de suelo incorporados en la matriz de los de Tepetates, presentaban fragmentos de carbón (figura 19 H) lo que indica que la vegetación que existía en estos suelos fue incendiada posiblemente por algún evento volcánico, lo cual es común ya que se sabe que muy cerca, en la sierra Chichinautzin, existen más de 200 volcanes monogenéticos los cuales han sido fechados; algunos corresponden con las edades de los Tepetates, de acuerdo con los datos de Martín del Pozzo (1982) y Siebe et al. (2004).

Para que los materiales volcánicos y suelos sean más fácilmente removidos por el agua, es necesaria la conjugación de uno o varios factores, como: A) pérdida de la cobertura vegetal; B) exceso del suelo con agua; C) la pendiente, que favorezca el movimiento. Durante una erupción volcánica, la vegetación se quema y se pierde la cobertura, el material granular se satura y desciende por la pendiente, de tal manera que puede presentarse el fenómeno de licuefacción, en el que los materiales sólidos se comportan como líquidos, arrastrando a su paso e incorporando suelos, hasta que pierde fuerza y deposita el sedimento en posiciones más bajas.

El origen de estos Tepetates también explica cómo es posible que el tipo de arcilla que se encuentra en éstos sea principalmente caoilinita, la cual es la arcilla dominante en los suelos tipo Luvisol, mezclada con minerales con muy pocos rasgos de intemperismo; por lo que se ha concluido que la mayor parte de la

arcilla presente en los Tepetates, es la que se incorporó en el momento de erosionar a los suelos preexistentes.

De igual forma, los suelos tipo Luvisol que se encuentran sobre los Tepetates presentan fragmentos redondeados de suelos preexistentes con rasgos de iluviación (figura 16 B, 17C), indican que estos suelos están formados con materiales preintemperizados en ciclos anteriores, con una pedogénesis similar. Por lo tanto en los Luvisoles, al igual que en los Tepetates se evidencian ciclos de erosión/depositación, sin embargo con una dinámica menos intensa que la que formó a los Tepetates, pues se requieren períodos de estabilidad suficientes para que se formen nuevamente los Luvisoles. Esta dinámica de erosión-depositación-pedogénesis de Luvisoles es responsable, como ya se ha señalado, de que en relativamente poco tiempo sea posible formar suelos bien desarrollados que en otras condiciones tardarían mucho más tiempo.

Una evidencia más de que tanto el material parental de los Luvisoles como de los Tepetates están formados por la misma dinámica, es que comparten las mismas áreas y siempre se encuentra Tepetates subyaciendo a los Luvisoles (Gama et al. 2004; 2007), tienen los mismos límites y no existe una transición gradual sino abrupta con los Vertisoles que se encuentran en altitudes menores. De hecho, Guerrero (2007) señala que dadas las características geomórficas del Glacis (densidad de disección, pendiente, profundidad de erosión), los sitios en donde se encuentran estos materiales coinciden con zonas de acumulación de materiales procedentes de las parte más elevadas, localizadas al norte.

6.2.2 Dinámica reciente.

Se denominó así no sólo porque es un proceso que actualmente está presente en el área, sino que también se relaciona con la presencia de comunidades humanas desde períodos prehispánicos.

Si bien no hay registro claro de los primeros pobladores de la región, el área fue habitada en el epiclásico, cuyo mayor centro ceremonial es Xochicalco, fundado en 1500 a. P.

En el Glacís de Buenavista se encontraron evidencias de asentamientos humanos antiguos, como son los restos de un muro y materiales cerámicos en abundancia. De acuerdo con la edad ^{14}C del suelo sepultado por el muro (660 A. P.), se piensa que tales asentamientos son prehispánicos y relacionados con la cultura Tlahuica del posclásico tardío (Hirth y Angulo. 1981). Este perfil se encontró en uno de los sitios más erosionados, en donde prácticamente no había suelo y sólo afloraban los Tepetates.

Otro elemento que está presente en el Glacís es un conjunto de suelos sepultados por depósitos coluvio-aluviales, los cuales tienen características de color y textura similar a los Luvisoles, lo que nos sugiere que una gran parte de estos, erosionados en altitudes mayores, forman los depósitos, sin embargo presentan ya una incipiente pedogénesis en conjunto con materiales fuertemente intemperizados.

La edad ^{14}C de estos depósitos fue de 640 a.P. lo cual concuerda con la edad de los restos prehispánicos encontrados, indicando que el cambio de uso de suelo producto de las actividades humanas provocó una fuerte erosión de los Luvisoles

y el sepultamiento del suelo anterior. Este suelo sepultado presenta características similares a un Vertisol, los cuales son el suelo típico de estas latitudes en el Glacis.

Al hacer un análisis comparativo de áreas en donde existe afloramiento de Tepetates, con base en fotos aéreas de 1970 y 2004 se observa que, contrario a lo que se esperaba, hace 30 años el área tenía una mayor extensión de afloramiento de Tepetates que hoy en día (Figs. 37 y 38). Como se puede observar existe una disminución del área de afloramiento Tepetates, respecto del año 1971, contrario a lo esperado, ya que se pensaría que la extensión de afloramiento de Tepetates sería cada vez mayor por la pérdida de suelos. Sin embargo, se considera que los Tepetates están siendo sepultados por coluvio-aluviones producto de la erosión actual de los Luvisoles, siguiendo la misma dinámica que se presenta desde épocas prehispánicas. Esto se atribuye a la deforestación, sobrepastoreo, agricultura intensiva, que provoca pérdida de la cubierta vegetal y con ello una gran susceptibilidad a la erosión hídrica, la cual se ve intensificada por la dinámica natural del sitio, provocando así el gran deterioro de la cubierta edáfica que actualmente se observa.

Un patrón de afloramiento similar fue reportado por Servenay y Prat (2003), en el norte de Michoacán, en donde se compararon áreas erosionadas con afloramiento de Tepetates en fotografías aéreas de los años 1975 y 2000 mostrando que no existen más áreas erosionadas en el 2000 que en 1975, sino una evolución de estas en donde algunas desaparecen, aumentan o se reducen.

La dinámica general en el Glacís de Buenavista se ha resumido en un modelo de evolución pedogenético, en donde a partir de un depósito de lahar se han desarrollado los Tepetates; estos materiales muestran una pedogénesis incipiente, evidenciada por la alta concentración de fitolitos en su matriz. Sin embargo, no hubo tiempo para la formación de suelos. Sobre el Tepetate se acumulan materiales preintemperizados, cuales se supone son producto de la alta inestabilidad geomórfica. Es probable que dicha inestabilidad sea producto del vulcanismo intenso que hubo en la sierra Chichinautzin durante el Holoceno (Martín del Pozzo 1982, Siebe et. al. 2005). De esta manera, la actividad volcánica contribuyó modificando el paisaje, con posible quema de vegetación (observada en las láminas delgadas por los restos de carbón) y aportando materiales que fácilmente fueron removidos en forma de lahares o movimientos en masa. La génesis del material parenteral de Tepetates y Luvisoles es similar, sin embargo en este último caso, hubo estabilidad por un tiempo mayor en consecuencia la pedogénesis generó suelos con alto grado de desarrollo.

Formación de Tepetates Fase 1

Formación Luvisoles Fase 2

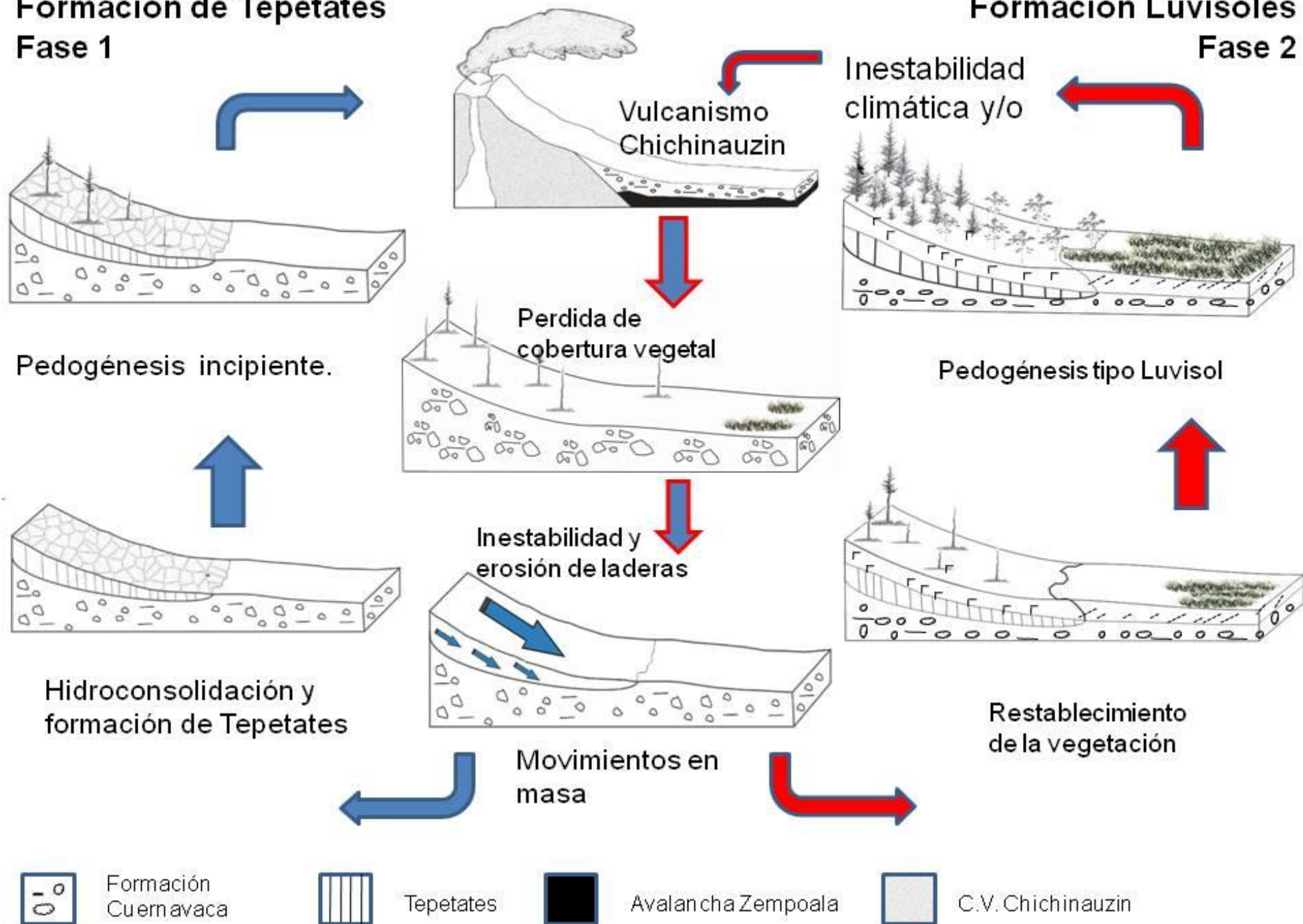


Figura 40. Modelo de dinámica erosiva y desarrollo pedogenético.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES.

El mecanismo por medio del cual se desarrollan los suelos del Glacis de Buenavista está basado en el transporte y acumulación de materiales preintemperizados, producto de la erosión de suelos preexistentes. Esto explica el alto grado de intemperismo y desarrollo alcanzado, en lapsos menores que 13,000 años, en los que se han reconocido varias etapas de pedogénesis.

La distribución de los suelos en esta geoforma coincide con una topo-climo-secuencia "normal". Sin embargo, el paisaje está controlado por algunos elementos relictos, como son los Tepetates. Estos materiales se formaron a fines del Pleistoceno y sobre ellos se encuentran los suelos tipo Luvisol, cuyo material parental está constituido por sedimentos re TRABAJADOS. Los suelos tipo Vertisol no coinciden con las áreas de Tepetates, se encuentran sobre conglomerados de la formación Cuernavaca y son suelos más jóvenes.

Por lo tanto se concluye que la distribución de los suelos estudiados no representa una catena normal ya que los Luvisoles son suelos más antiguos, formados al inicio del Holoceno, mientras que los Vertisoles son suelos desarrollados en paisajes modernos. De hecho, inclusive dentro de los Luvisoles en los horizontes superficiales se encuentran rasgos vérticos, con presencia de cutanes de estrés sobre argilanes.

Con respecto a la estabilidad ambiental, se considera que los cambios ambientales del límite Pleistoceno-Holoceno generaron una alta inestabilidad

climática, lo cual provocó que muchos suelos perdieran su cubierta vegetal haciéndolos susceptibles a los movimientos de masa, resultando en los depósitos de lahar que conforman los Tepetates. La presencia de Luvisoles en las mismas áreas que los Tepetates nos indican que sus materiales parentales tienen un origen similar (movimientos de masa).

El estudio de las diversas propiedades de los suelos ha evidenciado la existencia de dos fases de erosión: una denominada natural (dominante a fines del Pleistoceno) y otra antropogénica.

Como parte de la dinámica natural, se ha establecido que el área ha sufrido eventos repetidos de erosión-sedimentación durante el Cuaternario. A fines del Pleistoceno e inicios del Holoceno, esta dinámica se combina también con periodos de estabilidad que permite el desarrollo de suelos tipo Luvisol, los cuales son poligenéticos y policíclicos. A pesar de esta ciclicidad, se considera que hay un tiempo de varios miles de años, entre cada evento sedimentario que permite la pedogénesis.

Por su parte, la erosión antropogénica es clara, al tener suelos tipo Vertisol sepultados cuyas edades coinciden con los periodos de ocupación prehispánica en la zona (durante y posterior a la construcción de Xochicalco). Las actividades humanas (agricultura, deforestación, pastoreo, etc.) han modificado el paisaje, de tal suerte que los Tepetates se encuentran actualmente aflorando. Los Luvisoles se han erosionado fuertemente, sepultando a los Vertisoles en el área.

Finalmente, esta erosión es un proceso que continúa, ya que al comparar fotografías de diferentes años, se observa que los Tepetates cubrían una mayor extensión en años pasados, mientras que en la actualidad las áreas parecen

haberse reducido. Sin embargo, se ha concluido que esto se debe, no a una menor tasa de erosión, sino a una mayor superficie cubierta con los Luvisoles erosionados, que cubren a los Tepetates.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, B. L., Fanning, D.S. 1991. Composition and soil genesis. In: Pedogenesis and soil taxonomy. edited by Wilding, L. P., Smeck N. E. y Hall G. F. Elsevier Science Publishing Company Inc. Netherlands. 141-192.
- Arnold, R W., Szabolcs, I., and Targulian, V.O. (eds.), 1990. Global Soil Change. Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria.
- Atlas Nacional de México. 2007. Instituto de Geografía, UNAM. 230 p.
- Birkeland, P.W., 1999. Soils and geomorphology. 3rd edition. Oxford University Press, New York – Oxford.
- Birkeland, Peter W., 1999. Soils and Geomophology. University Press Oxford. 430 pp.
- Carta Climática. Secretaria de la Presidencia. 1970. Escala 1: 500,000. Instituto de Geografía, UNAM.
- Clement, E., Coulombe, J. Dixon, B. Wilding, L. 1996. Mineralogy and chemistry of vestisols. Editado por Ahmad, N. y Mermut, A. Vertisoles and Technologies for their Management. Elsevier. Nueva Zelanda. 115-188 pp.
- Deckers, J. Spaargaren, O. Nachtergaele, F. 2001 Vertisols: Genesis, properties and Soilscape Management for Sustainable Development. Editado por Keith Syers, J. Penning, F. Nyamudeza P. The sustainable management of Vertisoles. International Wather Management Institute CABI publishing Italia.

- Delgado, Granados, H., Aguirre, Díaz, Stock M. J., 2000. Cenozoic tectonic and Volcanism of Mexico. Geological of America.
- Dixon, J.B., Weed, S.B., 1989. Minerals in Soil Environments, second edition. Soil Science Society of America Book Series, Madison, Wisconsin, USA.
- Eitel, B., Eberle, J., Kuhn, R., 2002. Holocene environmental change in the Otjiwarongo thorn bush savanna (Northern Namibia): evidence from soil and sediments. *Catena* 47: 43-62.
- Escamilla-Sarabia, G., E. Solleiro-Rebolledo, S. Sedov, J. Gama-Castro, 2002. Tepetates del Glacis de Buenavista, Morelos: interacción de procesos geomorfológicos y pedogenéticos. *Investigaciones Geográficas: Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 48: 76-89.
- Fanning, D. y Fanning, M. 1989. *Soil Morphology, genesis and classification*. John Wiley and Sons, EUA.
- Flores-Román, D., R. Alcalá-Martínez, A. González-Velázquez and J. Gama-Castro, 1996. Duripans in subtropical and temperate subhumid climate of the Trans-Mexico Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13 (2): 228-239
- Fries, C., 1966 Hoja Cuernavaca 14 Q-h (8) con resumen de la hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: UNAM. Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie 1:100,000.

- Fries, C., 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México. Instituto de Geología, UNAM, México. Boletín 60: 236.
- Gama, J., Flores Román, D., Solleiro-Rebolledo, E., Jasso-Castañeda, C. Rocha, T.A., Villalpando, J.L., 2004. Neosols, relic paleosols and alterites characterization and spacial distribution in the Transmexican volcanic belt, Morelos state: a regional approximation. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21:160-174.
- Gama, J., Solleiro-Rebolledo, E., Flores-Román, D., Sedov, S., Cabadas, H., Díaz-Ortega, J., 2007. Los Tepetates y su dinámica sobre la degradación y el riesgo ambiental: el caso del Glacís de Buenavista, Morelos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 1: 133-145.
- Guerrero, E., Mosqueda J. y Ochoa E., 1992. Distribución de Tepetates de la República Mexicana, escala 1: 4000,000. Primer Simposio internacional de Suelos Volcánicos. Numero especial de *Terra* 10: 131-136.
- Guerrero, P., 2007. Caracterización y distribución de Tepetates en el Glacís de Buenavista, Morelos: interacción de procesos geomorfológicos y ambientales. Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM. Pp. 68.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology* 55: 319–322.
- Hendricks, D.M. 1991. Genesis and Classification if arid region soils. Editado por Skujins, J. en: *Semiarid lands and deserts soil resource and reclamation*. Marcel Dekker INC. Nueva York, Basel, Hong Kong. Pag 33-79

- Herrero, B.E., Pal, S.1978. Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, Mexico. *Geofisica International*. 17 (2): 167-180.
- Hirth, K. y Angulo V.1981 Early state expansion in central México: Teotihuacan in Morelos. *Journal of field archeology*. 8 (2): 135-150.
- Jackson, M. L., Whiting, L. D., Pennington, R. P. 1949. Segregation procedure for the mineralogical analysis of soils. *Soil Science Society Proceedings*. 77- 81.
- Jahn, R. Stahr, K., 1996. Development of soil and site qualities on basic volcanoclastics with special reference to the semiarid environment of Lanzarote , Canary Islands, Spain. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13:(1):104-112.
- Jongerius, A., Heintzberger, G. 1963. The preparation of Mammoth-sized Thin Sections. *Soil Siuvey Papers*. No. 1, Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen.
- Kantor y Schwertmann., 1974. Mineralogy and genesis of clays in Red-Black soil toposequence on basic igneous rocks in Kenya, *European Journal of Soil Science* 25: 67-78.
- Macias, V. R. 2006. Avalancha de escombros producida por el colapso de la porción S-SE del volcán Zempoala. Tesis de licenciatura. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra Taxco el Viejo, Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero. 95 p.
- Martin del Pozo 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México, *Bullet of Vulcanology*, 45(1): 9-24.

- Mehra, O. P., Jackson M. L. 1960). Iron oxide removal from soil and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate buffer. *Clays and Clay Miner.* 7: 317-327.
- Mermut, A., Dasog, G. Dowuona, G. 1996 *Soil Morphology*. Editado por Ahmad, N. y Mermut, A. *Vertisols and Technologies for their Management*. Elsevier. Nueva Zelanda. pp. 89-110
- Mermut, A: Padmanabham E. Eswaran, H. Dasog G. 1996 *Pedogenesis*. Editado por Ahmad, N. y Mermut, A. *Vertisols and Technologies for their Management*. Elsevier. Nueva Zelanda.
- Miehlich, G., 1992. Formation and properties of tepetate in the Central highlands of México. En: Zebrowski, C., C. Prat, J. Etchevers, H. Arias, M.E. Miranda (Eds.) *Los suelos volcánicos endurecidos*. *Terra* 10: 137-144.
- Munsell Soils Color, Charts. 1975. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation Baltimore, Maryland.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715-717.
- Oleschko, K., C. Zebrowski, P. Quantin. and N. Fedoroff, 1992. Patrones micromorfológicos de organización de arcillas en Tepetates (México). In: Zebrowski, C., Prat, C., Etchevers, J., Arias, H., Miranda, M.E., (Eds.) *Los suelos volcánicos endurecidos*. *Terra* 10: 183-191.
- Ortiz, 1977. Estudio geomorfológico del Glacis de Buenavista, Estado de Morelos. *Boletín del Instituto de Geografía*. 8: 25-40.

- Parker, A., 1970. An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine* 107: 501–504.
- Price, J. R., Verbel, M.A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202: 397-416.
- Rossignol, J-P., Campos, A., Quantin, P. 1992. Las condiciones regionales de desarrollo de los Tepetates en la zona Xalapa-Coapetec. Ver. (Mex.). *Terra* 10: 210-220.
- Ruxton, B.P., 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology*. 76: 518–527.
- Schaetzl, R. Anderson, S. 2006. *Soils Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press. Reino Unido.
- Schlaepfer, C.J.1968. Hoja Mexico14Q-h(5), Con resumen de la Geología de la hoja México, Distrito Federal , estados de México y Morelos: UNAM, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie D 1:100000.
- Sedov, S., Solleiro- Rebolledo, E., Gama- Castro, J., Vallejo- Gomez, E., Gonzalez-Velazquez, A. 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): 375-389.
- Sevenay, A., Prat, C., 2003. Erosion extension of indurated volcanic soil of Mexico by aerial photographs and remote sensing analysis. *Geoderma*, 117: 367- 375.

- Siebe C., Rodríguez, V., Schaaf, P., Abrams, M. 2004. Geochemistry, Sr-Nb isotope composition and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130: 197-226.
- Siebe, C., Arana, L., Abiams, M. 2005. Geology and radiocarbon ages of Tlálloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 141: 225-243.
- Solleiro, E., Sedov, S. Gama, C. J.Flores, R. D. Escamilla, S. G. 2003. Paleosol-sedimentary sequences of the Glacis de Buenavista, Central Mexico: interaction of late Quaternary pedogenesis and volcanic sedimentation. *Quaternary International*, 106-107: 185-201.
- Solleiro, E., Sedov, S., McClung E., Cabadas H., Gama-Castro J., Vallejo-Gómez E. 2006. Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences. *Quaternary Internacional* 156-157: 13-31.
- Starkey H.C., Blackman P.D., Hauff P.L. 1984. *The routine mineralogical analysis of clay bearing samples*, U.S. Geol. Surv. Bull., 1563. pp.
- Targulian V.O., Goryachkin, S., 2004. Soil memory: types of record, carries, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21:1- 8.
- Targulian V.O., Krasilnikov P.V., 2007. Soil System and Pedogenic Processes: Self-organization, Time Scales, and Environmental Significance. *Catena* 71: 373-38.

- Vázquez, S. E., Palomera, J. 1989. Geología de la Cuenca de México. Geofísica International. .28: 133-190.
- WRB, 2006. World Reference Base for soils Resources. 2a edición. IUSS working group. Word soil resources report. No. 103. FAO, Roma
- Zebrowski, C. 1992. Los suelos volcánicos endurecidos en América Latina. Primer Simposio internacional de Suelos Volcánicos Endurecidos. Número especial de Terra 10:.. 15-23.
- Zebrowski, C., P. Quantin, H. Arias y G. Werner. 1991. Les “Tepetates”, recuperation et mise en valeur des terres volcaniques, indurées au mexique. OSTROM Actualites. No. 33 Paris France.