



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

PALEOSUELOS COMO INDICADORES DE CAMBIO  
AMBIENTAL EN EL CUATERNARIO SUPERIOR: EL  
CASO DEL VALLE DE TEOTIHUACAN

## TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:  
HÉCTOR VÍCTOR CABADAS BÁEZ

DIRECTORA:  
DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO



MÉXICO, D.F.

2004



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-152

**SR. HÉCTOR VÍCTOR CABADAS BÁEZ**  
**Presente**

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**PALEOSUELOS COMO INDICADORES DE CAMBIO AMBIENTAL EN EL  
CUATERNARIO SUPERIOR: EL CASO DEL VALLE DE TEOTIHUACÁN**

	<b>RESUMEN</b>
<b>I</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b>
<b>II</b>	<b>MARCO TEÓRICO</b>
<b>III</b>	<b>METODOLOGÍA</b>
<b>IV</b>	<b>ÁREA DE ESTUDIO</b>
<b>V</b>	<b>RESULTADOS</b>
<b>VI</b>	<b>DISCUSIÓN</b>
<b>VII</b>	<b>CONCLUSIONES</b>
	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

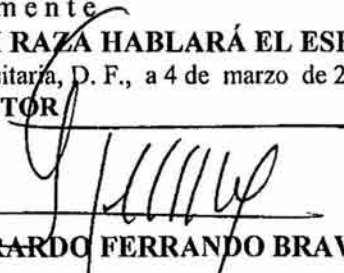
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

**"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"**

Cd. Universitaria, D. F., a 4 de marzo de 2003

**EL DIRECTOR**

  
**ING. GERARDO FERRANDO BRAVO**

**GFB\*RLLR\*gtg**

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por permitirme ser parte de su comunidad y darme la oportunidad de formarme en las aulas de la **Facultad de Ingeniería** con alegría.

A mi directora de tesis, **Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo**, por todo el apoyo recibido, pero sobre todo por ser mi maestra y hacerme descubrir el asombroso mundo del estudio del suelo.

Al **Instituto de Geología, Departamento de Edafología**, a su **Grupo de Paleosuelos**, de manera sumamente especial al **Dr. Sergey Sedov**, al **Dr. Jorge Enrique Gama Castro** y a la **Dra. Ernestina Vallejo Gómez**, por ser mis maestros, brindándome su incondicional ayuda y amistad en las diversas fases de preparación de este trabajo.

A los Miembros del Jurado: **M.C. Baldomero Carrasco Velázquez, Ing. Alfredo Victoria Morales, Dr. Victor Manuel Malpica Cruz y Dr. Jorge Enrique Gama Castro**, por ser parte esencial en mi formación, además por el tiempo invertido en la revisión de este trabajo, ya que sus comentarios enriquecieron el contenido del mismo.

Quiero brindar mi reconocimiento a **Mtra. Teresa Pi y Mtra. Kumiko Shimada**, por la ayuda recibida en los análisis de Difracción de Rayos X y análisis químicos respectivamente. A la **Dra. Emily McClung de Tapia y Biol. Emilio Ibarra del Laboratorio de Paleoetnobotánica y Paleoambiente del Instituto de Investigaciones Antropológicas**, por la ayuda brindada con estudios previos y salidas a campo. También a la **Dra. Norma García Calderón** de la **Facultad de Ciencias**, por su apoyo en la fase interpretativa de fitolitos. Al **Sr. Eligio Jiménez** del **Colegio de Posgraduados** por la elaboración de las secciones delgadas utilizadas.

Con especial admiración y respeto a la **Mtra. Ana María Rocha** por su paciencia y dedicación en la revisión de la redacción de este trabajo.

Al apoyo otorgado por **CONACYT Y DGAPA** que fue brindado a través de los proyectos **CONACYT-32337-7** y **PAPII-IN104600**, respectivamente para poder realizar esta tesis. También agradezco la ayuda proporcionada por el **Programa de becas para la elaboración de tesis de licenciatura en proyectos de investigación (Probetel)**.

A la **M.C. Carolina Jasso** y al **Ing. Jorge Rivas** del **Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM** por su amistad, comentarios, observaciones, salidas a campo, entre otros.

Al apoyo otorgado por **CONACYT Y DGAPA** que fue brindado a través de los proyectos **CONACYT-32337-7** y **PAPII-IN104600**, respectivamente para poder realizar esta tesis. También agradezco la ayuda proporcionada por el **Programa de becas para la elaboración de tesis de licenciatura en proyectos de investigación (Probetel)**.

A la **M.C. Carolina Jasso** y al **Ing. Jorge Rivas** del **Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM** por su amistad, comentarios, observaciones, salidas a campo, entre otros.

**CONTENIDO**

<b>RESUMEN</b>	
<b>CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>I.1. JUSTIFICACIÓN</b>	<b>4</b>
<b>I.2. HIPÓTESIS</b>	<b>5</b>
<b>I.3. OBJETIVOS</b>	<b>6</b>
<b>CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO</b>	<b>8</b>
<b>II.1. CUATERNARIO Y CAMBIOS AMBIENTALES</b>	<b>8</b>
<b>II.1.1. Conceptos generales</b>	<b>8</b>
<b>II.1.2. Fuentes de información paleoclimática del Cuaternario</b>	<b>11</b>
<b>II.1.2.1. Los suelos y su importancia como evidencias geológicas no marinas</b>	<b>14</b>
<b>II.2. SUELOS Y PALEOSUELOS COMO HERRAMIENTAS DE RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA</b>	<b>15</b>
<b>II.2.1. Definiciones de suelos</b>	<b>16</b>
<b>II.2.1.1. Factores formadores del suelo</b>	<b>17</b>
<b>II.2.2. Paleopedología y paleosuelos</b>	<b>20</b>
<b>II.2.2.1. Métodos de estudio de los paleosuelos</b>	<b>22</b>
<b>II.2.2.2. Los Paleosuelos en el Centro de México</b>	<b>23</b>
<b>II.2.2.3. El paleoambiente del Valle de Teotihuacan</b>	<b>25</b>
<b>CAPÍTULO III. METODOLOGÍA</b>	<b>26</b>
<b>III.1. COMPILACIÓN DE INFORMACIÓN</b>	<b>26</b>
<b>III.2. TRABAJO DE CAMPO</b>	<b>26</b>
<b>III.3. TRABAJO DE LABORATORIO</b>	<b>28</b>
<b>III.3.1. Secado y preparación de muestras</b>	<b>28</b>
<b>III.3.2. Análisis físicos</b>	<b>28</b>
<b>III.3.3. Análisis químicos</b>	<b>30</b>
<b>III.3.4. Análisis mineralógicos</b>	<b>32</b>
<b>III.3.5. Micromorfología</b>	<b>36</b>
<b>III.3.6. Estudio de fitolitos</b>	<b>38</b>
<b>III.3.6.1. La sílice del suelo como fuente de formación de fitolitos</b>	<b>38</b>
<b>III.3.6.2. Plantas C3 y C4</b>	<b>39</b>
<b>III.3.6.3. Morfología de fitolitos</b>	<b>41</b>
<b>III.4. TRABAJO DE GABINETE</b>	<b>42</b>
<b>CAPÍTULO IV. ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>45</b>
<b>IV.1. UBICACIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>45</b>
<b>IV.2. GEOLOGÍA DEL VALLE DE TEOTIHUACAN</b>	<b>47</b>
<b>IV.2.1. Tectónica</b>	<b>50</b>
<b>IV.2.2. Vulcanismo</b>	<b>51</b>
<b>IV.2.3. Depósitos aluviales</b>	<b>53</b>

<b>IV.3. CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES DEL VALLE DE TEOTIHUACAN</b>	<b>54</b>
IV.3.1. Relieve	54
IV.3.2. Temperatura	55
IV.3.3. Precipitación	56
IV.3.4. Hidrografía	57
IV.3.5. Vegetación	57
IV.3.6. Suelos	58
<b>IV.4. PALEOSUELOS DEL VALLE DE TEOTIHUACAN</b>	<b>59</b>
<b>CAPÍTULO V. RESULTADOS</b>	<b>60</b>
<b>V.1. MORFOLOGÍA</b>	<b>60</b>
V.1.1. Macromorfología	60
V.1.2. Micromorfología	67
<b>V.2. CUANTIFICACIÓN DE FRACCIONES DE ARENA, LIMO Y ARCILLA</b>	<b>80</b>
V.2.1. Patrones de distribución del tamaño de partículas en los Perfiles estudiados	82
<b>V.3. ANÁLISIS QUÍMICOS</b>	<b>84</b>
V.3.1. pH en agua	84
V.3.2. Carbono orgánico	84
<b>V.4. ANÁLISIS MINERALÓGICOS</b>	<b>85</b>
V.4.1. Mineralogía de arena fina-muy fina	86
V.4.1.1. Tendencias en la distribución de los minerales de la fracción arena fina-muy fina	88
V.4.2. Mineralogía de la fracción arcilla	90
V.4.3. Relación entre la mineralogía identificada y el material parental	95
<b>V.5. FITOLITOS</b>	<b>96</b>
V.5.1. Acumulación	96
V.5.2. Distribución	98
V.5.3. Características morfológicas	101
<b>CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN DE RESULTADOS</b>	<b>108</b>
<b>VI.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL VALLE DE TEOTIHUACAN</b>	<b>108</b>
VI.1.1. Interacción entre los elementos de la pendiente y la pedogénesis	109
<b>VI.2. CICLOS DE EVOLUCIÓN DE SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL VALLE DE TEOTIHUACAN</b>	<b>112</b>
VI.2.1. Fases del ciclo de evolución	112
VI.2.2. Duración de los ciclos evolutivos en el Valle de Teotihuacan	116
VI.2.3. Acción de los factores estacionales en el Valle de Teotihuacan	120
VI.2.4. Intervención del hombre en los procesos de evolución del suelo	122



VI.3. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS A TRAVÉS DEL PAISAJE	123
VI.4. CORRELACIONES CON OTRAS INVESTIGACIONES	129
VII. CONCLUSIONES	132
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
ANEXO 1. CLAVES PARA LA DESCRIPCIÓN DE UN PERFIL	144
ANEXO 2. ALGUNOS RASGOS A IDENTIFICAR EN SECCIONES DELGADAS	155
ANEXO 3. ALGUNOS TÉRMINOS APLICABLES AL SUELO	163

### FIGURAS

1. Evolución de la temperatura terrestre a través de la historia de la Tierra	10
2. Parte de la secuencia de loess-paleosuelos cercana a Luochuan, norte de China central, mostrando una sección de loess interestratificados con unidades de suelo	21
3. Sección transversal de hojas C3 y C4, mostrando las diferencias anatómicas más importantes entre las dos clases de plantas	40
4. Clasificación de fitolitos de pastos, según Twiss (1992)	43
5. Clasificación de morfotipos de fitolitos, según Fredlund y Tieszen (1994)	44
6. Localización y Geología Superficial del Valle de Teotihuacan	46
7. Estratigrafía general de la Cuenca de México, correspondiente a la Zona de Lago o Planicie, donde se ubica el Valle de Teotihuacan (Mooser <i>et al.</i> , 1996)	49
8. Morfología del Perfil Cerro Gordo	64
9. Morfología del Perfil Maseca	65
10. Morfología del Perfil Otumba	66
11. Microfotografías de las secciones delgadas del Perfil Cerro Gordo (Micromorfología)	72
12. Microfotografías de las secciones delgadas del Perfil Maseca (Micromorfología)	78
13. Distribución de tamaño de partículas en los perfiles estudiados	83
14. Mineralogía de la fracción arena fina-muy fina de los perfiles estudiados	89
15. Algunos difractogramas del Perfil Cerro Gordo	93
16. Distribución de fitolitos en los perfiles estudiados	100
17. Morfología de fitolitos en los perfiles estudiados	105
18. Microfotografías de las morfología de fitolitos encontrados en los perfiles estudiados	107
19. Correlaciones entre los perfiles de la zona de estudio, de acuerdo a sus características, así como su posible ubicación en tiempo, utilizando datos de investigaciones previas	125

**TABLAS**

<b>1. Mayores Subdivisiones del Cuaternario</b>	<b>9</b>
<b>2. Principales fuentes de información para reconstrucciones Paleoclimáticas del Cuaternario</b>	<b>13</b>
<b>3. Características de los diversos datos que se obtienen para reconstrucciones paleoclimáticas</b>	<b>14</b>
<b>4. Diferencias entre rasgos pedológicos y otros componentes de una sección delgada de suelo</b>	<b>37</b>
<b>5. Resumen de características micromorfológicas de los perfiles estudiados</b>	<b>79</b>
<b>6. pH en agua y carbono orgánico de los perfiles estudiados</b>	<b>85</b>
<b>7. Mineralogía de la fracción arcilla en los perfiles estudiados</b>	<b>94</b>
<b>8. Características estudiadas en suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacan y su posible interpretación ambiental</b>	<b>127</b>

## RESUMEN

Este trabajo presenta el estudio de algunas propiedades de suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacan, formados durante el Cuaternario Superior, derivados de la acumulación y transporte de material volcánico. Fueron estudiadas tres secciones de acuerdo a la altitud y posición de los suelos en el paisaje: Cerro Gordo (2948 msnm), Maseca (2320 msnm) y Otumba (2314 msnm).

Los suelos y paleosuelos estudiados fueron diagnosticados en función de sus propiedades físicas, químicas, morfológicas y mineralógicas, interpretando las condiciones ambientales imperantes en su formación. El análisis de los elementos estudiados permite realizar una reconstrucción del ambiente en el Valle de Teotihuacan durante el Pleistoceno Superior-Holoceno. Para ello se usó el concepto de *memoria del suelo*, la cual consiste en los rasgos o propiedades que reflejan el ambiente del paisaje durante la historia del lugar (Targulian y Sokoloba, 1996).

Las características de los materiales estudiados, son las siguientes:

- Los perfiles están conformados por diversos horizontes de diagnóstico (dados por el contenido de materia orgánica, morfología, mineralogía y porcentaje de arcilla, entre otros) y material volcánico transportado y depositado por la erosión hídrica. Las discontinuidades que se presentan entre suelos y paleosuelos (evidenciadas por la presencia de cambios en la macro y micromorfología, la distribución de tamaño de partículas, acumulación de ciertos minerales arcillosos y acumulación de fitolitos) muestra sus diferentes grados de desarrollo.
- El grado de mayor desarrollo (representado por horizontes árgicos) se observa en los paleosuelos, indicando la existencia de etapas de estabilidad en el paisaje, que

fueron más prolongadas con respecto a la formación de los suelos modernos. Esto muestra la presencia de los llamados “ciclos largos” para los paleosuelos. Los suelos más antiguos (horizontes 3Bt de Cerro Gordo) fueron ubicados en edades aproximadas a los 22,000 años, indicando un ambiente cálido y húmedo (evidenciado por la presencia de caolinita y células tipo C3 en fitolitos), que en posiciones menos elevadas fueron afectados por la fluctuación del nivel freático. En la etapa final del Pleistoceno, las condiciones de humedad en el ambiente se mantienen, pero se presenta un descenso en la temperatura, impidiéndose la formación de minerales como la caolinita, que anteriormente predominaba en los suelos. Para el límite Pleistoceno-Holoceno, fases secas son evidentes debido a la presencia dominante de células cortas C4 en fitolitos y carbonatos secundarios sobre arcilla iluviada (horizonte Bk de Maseca). La edad estimada de estos carbonatos es de 11,000 años, de acuerdo a correlaciones con los datos de De Terra (1951), Mooser *et al.* (1996) y McClung (comunicación personal).

- Los suelos que contienen carbonatos pueden relacionarse con el aumento de tasas de evapotranspiración y temperatura del suelo, lo que indicaría fases de sequía prolongada (Maseca). En particular estos suelos son poligenéticos, pues presentan en sus características, información de un ambiente antiguo (presencia de iluviación de arcilla) pero también se encuentran afectados por condiciones parecidas a las actuales.
- Los paleosuelos estudiados en Otumba, reflejan propiedades de un menor desarrollo de los suelos en los llamados “ciclos cortos”, junto con los suelos modernos del área estudiada. Los paleosuelos de esta área pueden coincidir con el período en que la región comenzaba a tener actividad humana importante (2890 años a.P.).

Demuestran la transición a un clima más seco, dada la abundancia de células cortas tipo C4 y la presencia de haloisita en la fracción arcilla.

- Los rasgos que caracterizan a los suelos modernos de los perfiles estudiados son resultado de la actividad humana. Tales características son: mezcla de microestructuras, recubrimientos de diferentes tamaños de partículas (arcilla y limo), restos de cerámica en las partes superficiales de los perfiles y presencia de material re TRABAJADO. Al mismo tiempo otra evidencia del manejo humano a lo largo de la historia del lugar, es la presencia de erosión acelerada, producto de la sustitución de la vegetación original de la región, por el manejo agrícola.

La interpretación de los resultados obtenidos, puede contribuir tanto al entendimiento de las condiciones ambientales prehistóricas que caracterizaron al Valle de Teotihuacan, como a la evaluación del impacto humano sobre el suelo, lo cual es una herramienta para los estudios arqueológicos que ahí se efectúan.

La tesis está compuesta por siete capítulos:

El Capítulo I consta de: introducción, justificación, hipótesis y objetivos que se pretenden obtener.

En el Capítulo II, se presenta el marco teórico que abarca algunos conceptos generales sobre el Cuaternario, así como la participación de las investigaciones de suelos y paleosuelos en estudios de reconstrucción paleoambiental, dándose particular importancia a los factores de formación del suelo. También se presentan los estudios de paleosuelos realizados en México, así como las investigaciones realizadas en el Valle de Teotihuacan, en el marco de reconstrucciones ambientales.

El Capítulo III involucra la metodología del trabajo con respecto a la compilación de información, trabajo de campo, laboratorio y de gabinete.

Para el Capítulo IV se describe el marco general del área de estudio, con su ubicación, geología, características ambientales (vegetación, precipitación, temperatura e hidrografía), suelos y resultados de algunos paleosuelos estudiados previamente en el sitio.

El Capítulo V presenta los resultados obtenidos, donde se describe lo más significativo de cada perfil estudiado en cuanto a sus propiedades pedológicas.

Es en el Capítulo VI, se encuentra la discusión de los resultados de los análisis efectuados. Se analizan las tendencias que pueden caracterizar a cada perfil, para poder relacionarlas con procesos específicos de la formación del suelo. Se incluye un resumen de las interpretaciones ambientales obtenidas, así como una ubicación en tiempo, de acuerdo a la correlación con otros trabajos.

Las conclusiones, capítulo VII, contienen una síntesis de la interpretación de los resultados más importantes y que pueden contribuir al estudio de las condiciones ambientales prehistóricas dadas en el Valle de Teotihuacan.

En el Anexo 1, se presentan algunos parámetros a seguir para la descripción de un perfil en campo. El Anexo 2, muestra algunas propiedades del suelo en secciones delgadas. Finalmente en el Anexo 3, se encuentran algunos términos aplicables al suelo a manera de glosario y que fueron manejados dentro de este trabajo.

## CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Cuando se considera la Tierra como un sistema, se suele hacer referencia al suelo como una *interfase*: un límite común donde interactúan partes diferentes de un todo. Ésta es una designación apropiada, porque el suelo se forma en donde se unen la tierra sólida, atmósfera, hidrosfera y biosfera. El suelo es el material que se desarrolla en respuesta a las interacciones ambientales complejas, entre diferentes partes del sistema Tierra. Además, el suelo es dinámico y sensible a prácticamente todos los aspectos de su entorno. Su evolución, en la mayoría de los casos, es gradual hasta alcanzar un cierto equilibrio cuasi estable con el ambiente. Por tanto, cuando se producen cambios en él, como el clima, la cubierta vegetal o la actividad animal (incluida la humana) el suelo responde, alterando parcial o totalmente sus características hasta alcanzar un nuevo equilibrio. El estudio de los mecanismos de formación del suelo, permite comprender sus interrelaciones con otros sistemas terrestres.

En Rusia, V.V.Dokuchaev (1883) sentó las bases de la Pedología, al definir al suelo como un cuerpo independiente, natural y en evolución, bajo el influjo de cinco factores: clima, material parental, relieve, organismos y tiempo (este último implica la duración del proceso de formación del suelo). Gracias a la acción de estos factores, los suelos desarrollan cierto tipo de propiedades, las cuales pueden ser más o menos estables y permanentes, constituyendo lo que se conoce como *memoria del suelo*. Este concepto ha sido definido por Targulian y Sokolova (1996) como el conjunto de propiedades pedogenéticas, que contiene información sobre las condiciones ambientales, bajo las cuales se ha formado el suelo. Aunque frecuentemente una parte de dicha memoria se pierde por procesos posteriores (erosión, diagénesis), algunos componentes de ella se conservan

durante mucho tiempo. Al estudiar estos componentes en suelos formados en el pasado (o paleosuelos), es posible reconstruir los elementos principales del ambiente. De hecho, los paleosuelos representan una herramienta valiosa por ser independiente y complementaria, a otros registros paleoambientales, como por ejemplo los sedimentológicos, palinológicos, paleozoológicos, glaciológicos, entre otros, usados ampliamente en México (White y Valastro, 1984; Heine, 1984; Vázquez, 1997; Lozano y Ortega, 1998).

El estudio de los paleosuelos como indicadores paleoambientales, se basa en el principio del Uniformitarismo (propuesto por James Hutton en 1785, en Tarbuck y Lutgens, 2000) de modo que para cada caso se buscan análogos modernos, que permitan establecer los mecanismos de formación.

Los registros paleopedológicos, se han usado ampliamente para estudios paleoclimáticos y paleoecológicos. Destacan los estudios en secuencias de loess-paleosuelos, en varias regiones dentro de las zonas templadas de Eurasia y América, las cuales fueron tomadas como los registros más detallados de cambio climático durante el Pleistoceno (Bronger y Heinkelé, 1989a, 1989b; Kemp y Zárate, 2000; Kemp, 2001). Recientemente las secuencias de tefra-paleosuelos de zonas volcánicas de México, también han sido utilizadas con éxito como un registro paleoambiental valioso del Cuaternario Tardío (Sedov *et al.*, 2001, 2003; Solleiro *et al.*, 2003). Adicionalmente, los suelos sepultados y los sedimentos en secuencias aluviales, se han empleado para reconstruir la dinámica ambiental del Holoceno, incluyendo los cambios relacionados con el impacto humano antiguo. De esta forma, han proporcionado información valiosa en estudios arqueológicos.

En el marco de investigaciones arqueológicas, se ha determinado que algunos rasgos de los perfiles de suelo o de los restos de actividad humana sepultados en él, son



fechables, permitiendo conocer etapas de la pedogénesis a lo largo del tiempo; además, los cambios en el uso del suelo inducidos por el hombre son también fácilmente identificables (Macphail, 1986). Esta última aplicación es la que ha adquirido mayor interés entre los arqueólogos, quienes han determinado en el contexto suelo, los datos ambientales preservados por sepultamiento. Esto ha sido básico para interpretar las condiciones presentes en el paisaje antrópico, durante la construcción de monumentos (Solleiro *et al.*, 2000).

En el caso del Valle de Teotihuacan, los estudios paleoambientales han tenido particular relevancia desde los años cincuenta y la década de los sesenta del siglo XX, sobre todo con el fin de establecer el entorno prevaleciente en la época prehispánica (Millon 1954, 1957, 1967; Sanders 1965). Pero, no fue sino hasta los años noventa que se abordó el problema de la caracterización del entorno en diferentes momentos del pasado, desde una perspectiva interdisciplinaria, que permitiera complementar la historia del asentamiento por medio de la evidencia arqueológica, con datos sobre la vegetación y los suelos, ubicados en el tiempo por medio de fechamientos directos ( $^{14}\text{C}$ ).

De hecho, los estratos identificados de manera tentativa como paleosuelos, en los perfiles llevados a cabo durante diferentes temporadas de campo, requieren de estudios más detallados para confirmar su estado de desarrollo (McClung *et al.*, 1998). Parece haber un rango amplio de divergencia, entre las fechas correspondientes a las capas inicialmente designadas como paleosuelos (McClung *et al.*, 2003). Se requiere también una comparación sistemática entre los datos sedimentológicos y micromorfológicos, para poder relacionar estos estratos. Por el momento se puede afirmar que estas capas, tienen fechas congruentes con la idea de que fueron expuestas y posiblemente utilizadas durante la época prehispánica.

## I.1. JUSTIFICACIÓN

Dentro del plan de estudios de la carrera de Ingeniero Geólogo, en la Facultad de Ingeniería de la UNAM, poco es el contacto que existe con temas relacionados con el suelo. Se da principal importancia a las propiedades geotécnicas, las cuales dependen sólo de algunas características físicas del suelo, utilizadas de manera general para la realización de una obra de ingeniería civil.

Pero el suelo es mucho más que una plataforma física, que soporta una cultura. Al ser producto del ambiente (natural o artificial) que prevalece en un determinado sitio, se puede utilizar como una herramienta que brinda valiosa información, por ejemplo de las variaciones climáticas que han ocurrido en la historia de la Tierra. Esta es la premisa bajo la cual operan los estudios paleoclimáticos. Hoy en día, gracias a estos estudios se conoce la composición química, temperaturas atmosféricas y ambientes presentes durante el pasado; a partir de esta información se caracterizan las condiciones climáticas actuales y se infieren las futuras.

No obstante, debido a la intensa perturbación de la región del Valle de Teotihuacan, desde el inicio de su ocupación por grupos humanos, algunas de las técnicas aplicadas para realizar reconstrucciones paleoambientales, no han proporcionado resultados óptimos.

La interpretación de la información guardada en suelos y paleosuelos formados en los antiguos paisajes del Valle de Teotihuacan, puede aportar evidencias confiables respecto a los cambios ambientales que han surgido. Dicha información está representada por las características y propiedades más perdurables del suelo, como son: horizontes de diagnóstico, rasgos macro y micromorfológicos, y procesos prevaecientes en la formación del suelo (oxidación-reducción, hidratación, disolución, carbonación, entre otros.).

Los resultados obtenidos pueden reflejar el potencial de aplicación, que tienen estos estudios en las diferentes áreas de las Ciencias de la Tierra. Así, la correcta observación e interpretación de los factores de formación del suelo, permite inferir el comportamiento probable de los materiales terrestres y su variabilidad en tiempo y espacio.

## I.2. HIPÓTESIS

Se considera que la *memoria del suelo* contiene en mayor o menor grado, información sobre los factores de formación que prevalecieron en el desarrollo de un suelo. Dichos factores surgen como respuesta, a las condiciones ambientales que imperan en determinados lugares. Si las condiciones ambientales tienen variaciones, entonces los suelos cambian, reflejando en sus propiedades las reacciones predominantes en el ambiente. Sin embargo, algunas de esas propiedades no llegan a cambiar, permaneciendo estables, lo cual ofrece información sobre ciertos lapsos en la historia del suelo.

En México, uno de los factores de formación más importantes es el relieve, donde casi todos los cambios en las unidades de suelo, que tienen lugar en distancias cortas, están relacionados con dicho factor, y por ende con el clima que se deriva de ello. Así, se espera un patrón en la distribución de los suelos, relacionado con las formas topográficas, tales como la cima de los cerros (Cerro Gordo) y las zonas bajas del paisaje (Maseca y Otumba). Las variaciones de aspecto y elevación se manifiestan en la distribución de agua pluvial, vegetación y las condiciones de drenaje natural, incluyendo la profundidad del nivel freático.

Así, el relieve del Valle de Teotihuacan influye en la distribución de las fuerzas climáticas y los demás factores de formación del suelo. Si los cambios climáticos se consideran generalmente como modificaciones en un patrón de circulación general,

entonces durante cierto tiempo, la posición media de los principales patrones de circulación puede variar ligeramente, para modificar el clima de una zona, como respuesta a los factores ambientales (ya sean naturales o inducidos).

### I.3. OBJETIVOS

Analizar e interpretar algunos de los elementos que conforman la memoria de tres perfiles de suelo, representativos de la zona del Valle de Teotihuacan. Dentro de las características y propiedades estudiadas, se encuentran: rasgos macro-micromorfológicos, mineralogía de fracciones arena y arcilla, y restos paleobotánicos en fracción limo (fitolitos). Con base en este objetivo principal, se plantean los siguientes objetivos secundarios:

- Determinar las variaciones de suelos y paleosuelos de acuerdo a su posición en el paisaje.
- Realizar una reconstrucción paleoambiental del Valle de Teotihuacan, durante el Pleistoceno Superior-Holoceno, correlacionando con los registros de suelos y paleosuelos reportados para el Centro de México, así mismo comparar con lo reportado en otras investigaciones paleoambientales.
- Al reconstruir la dinámica ambiental natural presente en la zona, poder evaluar el posible impacto humano.

Asimismo, se pretende mostrar la importancia, de conocer los métodos y técnicas para realizar un estudio del suelo, que puede suministrar una gran cantidad de información en Ciencias de la Tierra. Esta información ayudará al ingeniero geólogo a caracterizar mejor los materiales que describe en campo, y no sólo contemplarlos como materiales producto de

la alteración de las rocas, de edades recientes, y que cubren la parte más superficial de la corteza terrestre.

Finalmente esta tesis busca aportar conocimientos, sobre los cambios ambientales dados en el Cuaternario Superior para el Centro de México. Estos datos podrán utilizarse en un futuro, para tratar de complementar los modelos de cambios climáticos realizados con base a otros registros y que llegan a presentar contradicciones según las regiones estudiadas.

## CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

El objetivo de este capítulo es documentar los aspectos teóricos de los estudios que se han realizado sobre el Cuaternario, con respecto a cambios ambientales. Asimismo estudiar los conceptos básicos referentes a suelos y paleosuelos, como su contribución a las investigaciones del Cuaternario en México.

### II.1. CUATERNARIO Y CAMBIOS AMBIENTALES

#### II.1.1. Conceptos generales

El Cuaternario es el período geológico que comprende aproximadamente los últimos 3 millones de años (según los diferentes métodos compilados por Riser, 2002) en la historia de la Tierra (Tabla 1). Para Riser (2002) dos son las características que hacen particularmente interesante este lapso: su dinamismo y movilidad. El dinamismo toma lugar con eventos que han sido esenciales en la historia del planeta, como evolución de cauces de ríos, cambios en los niveles del mar o lagos y la expansión de los seres vivos.

La movilidad queda de manifiesto con los cambios en los balances de la naturaleza, que han sido muy rápidos en escala geológica. El Cuaternario se distingue de otros períodos geológicos, por sus dramáticas variaciones en el clima y en consecuencia de sus ecosistemas. De acuerdo a estos cambios climáticos, los diversos organismos (entre ellos los humanos) se adaptan a las condiciones imperantes a fin de sobrevivir.

Edad (Miles de años)	Estadio geológico*	Estadio paleomagnético
0	Holoceno	Brunhes
10	Pleistoceno Superior o Cuaternario Reciente	
50		
100		
150	Pleistoceno Medio ó Cuaternario Medio	Matuyama
700	Pleistoceno Inferior ó Cuaternario Inferior	
2400	Inicio del Cuaternario	
4500	Plioceno	

\* Los límites de edad para los diferentes estadios del Cuaternario varían de una región a otra del planeta, debido al tipo de criterios para determinarlos. Uno de los problemas más delicados es el referente al límite Terciario-Cuaternario. Climatólogos, geólogos y paleontólogos han tenido largas discusiones al respecto.

**Tabla 1. Mayores Subdivisiones del Cuaternario (Tomado de Riser, 2002).**

Haciendo un repaso de la evolución de las temperaturas terrestres a lo largo de los 4600 millones de años de existencia del planeta (Figura 1), se puede observar que el Cuaternario es un período relativamente frío y que períodos como éste, han sido escasos en la historia de la Tierra. Existe una íntima relación entre las condiciones climáticas y la disposición de los continentes, así como su relación con los océanos. Por ejemplo, la existencia de grandes masas continentales y una circulación oceánica circun-tropical potencia el desarrollo de climas muy cálidos como se dio durante el Mesozoico. Por otra parte cuando la tectónica de placas ha situado una masa continental en zonas polares, se produce un descenso en la temperatura.

## LA TEMPERATURA DE LA TIERRA EN EL TIEMPO

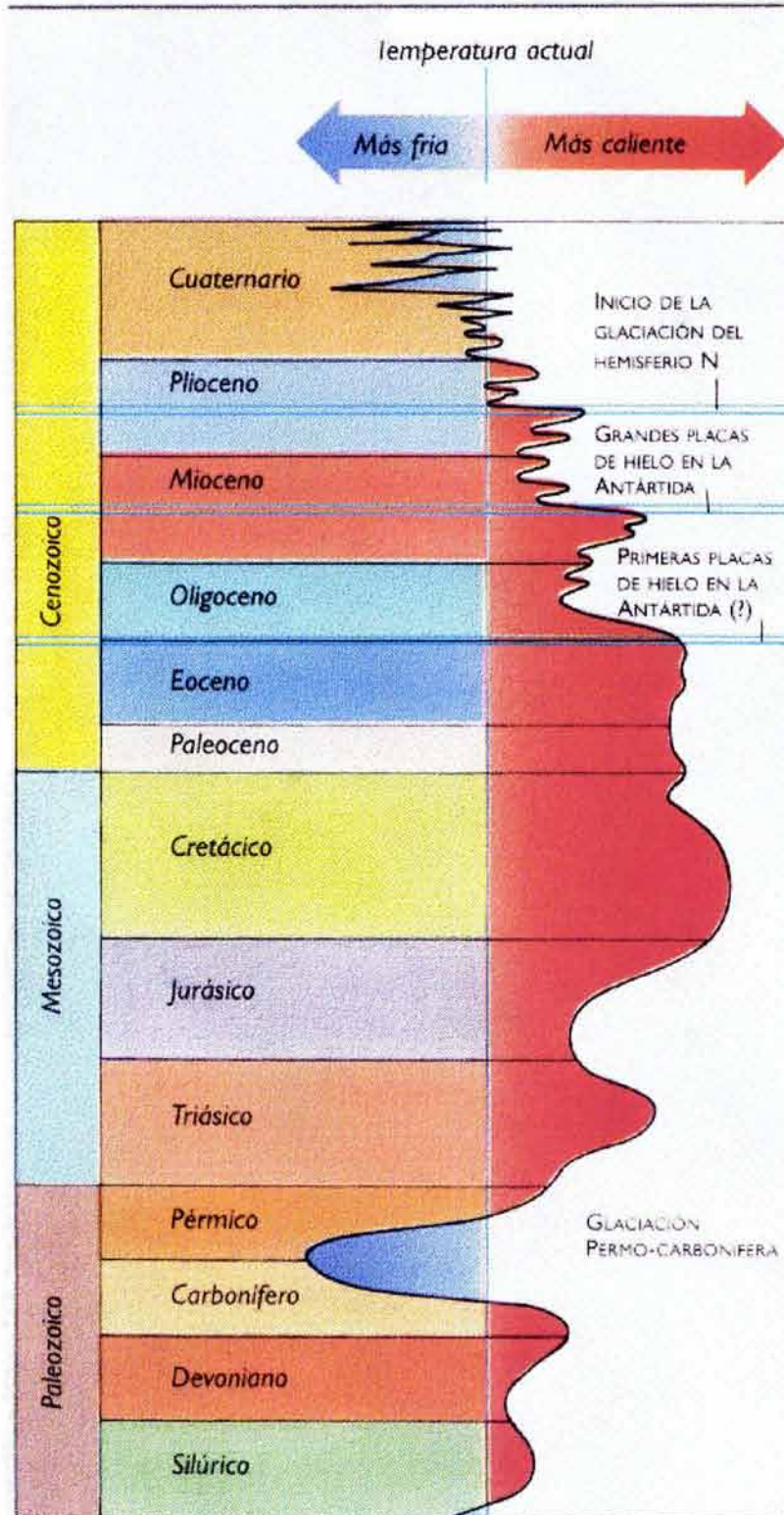


Figura 1. Evolución de la temperatura terrestre a través de la historia de la Tierra

(Tomado de Lamb y Sington, 2002).



El clima Cuaternario a escala global está condicionado, por una serie de elementos clave, de la evolución tectónica del Cenozoico:

- Primeramente, la formación de la zona de Indonesia (30 millones de años), el cierre del Mar de Tethys (14 millones de años) y el del Istmo de Panamá (3 millones de años). La suma de estos movimientos provocó un bloqueo de las grandes corrientes circun-ecuatoriales y circun-tropicales.
- La separación de los continentes Antártico y Australiano y la apertura del Pasaje de Drake entre Sudamérica y la Antártica (38 millones de años) permitieron el desarrollo de una fuerte corriente circun-antártica, favoreciendo el crecimiento del casquete polar Antártico.
- El levantamiento de las grandes mesetas del Tíbet y del sudeste de Norte América (a lo largo de los últimos 10 millones de años), causó una perturbación en la circulación atmosférica lo que dio lugar al enfriamiento invernal de Canadá e incrementó el número de tempestades de nieve, en todo el este de América.
- La suma de todos estos procesos, originó la formación de casquetes polares en el hemisferio norte (3 millones de años). Estas condiciones no se han modificado a lo largo de los últimos 3 millones de años; sin embargo, durante este tiempo, el clima terrestre se ha puesto a prueba, debido a las temporadas tan extremas a las que ha estado sujeto.

### **II.1.2. Fuentes de información paleoclimática del Cuaternario.**

Muchos sistemas naturales dependen del clima; éstos pueden conservar evidencia del pasado, la cual puede ser extraída y decodificada en términos de condiciones ambientales. Para Bradley (1999), un registro significativo del clima debe contener una

“señal”. Pero existen señales relativamente débiles, enmascaradas por el efecto de otras influencias (no climáticas). El material estudiado debe desglosarse, para poder obtener información, de cierto intervalo de tiempo significativo.

Para extraer la evidencia de un ambiente del pasado, los registros obtenidos de diversas fuentes deben ser calibrados (Bradley, 1999). Esta calibración se realiza usando modernos registros climáticos, es decir, toda investigación *paleoclimática* será construida, con base en la dependencia que existe, entre los fenómenos naturales de hoy en día y el clima (principio de uniformitarismo). No obstante, no todas las antiguas condiciones ambientales del pasado se presentan en épocas modernas. Puede haber errores, como resultado del uso de datos no correlacionables con condiciones ancestrales (Sachs *et al.*, 1977). Pero el uso de más de una forma de calibración en los registros, hace posible detectar los yerros (Hutson, 1977; Bartlein y Whitlock, 1993).

Las principales fuentes de información paleoclimática del Cuaternario, se muestran en la Tabla 2.

**(1) Glaciológicas (núcleos de hielo)**

- (a) geoquímica (iones mayores e isótopos de oxígeno e hidrógeno)
- (b) gas contenido en burbujas de aire
- (c) elementos traza y concentraciones de micropartículas
- (d) propiedades físicas (por ejemplo, la fábrica de hielo)

**(2) Geológicas****(A) Marinas (Núcleos de sedimentos oceánicos)**

- (i) *Sedimentos biogénicos* (fósiles planctónicos y bentónicos)
  - (a) composición isotópica de oxígeno
  - (b) abundancia de flora y fauna
  - (c) variaciones morfológicas
  - (d) presencia de cierto tipo de diatomeas
- (ii) *Sedimentos inorgánicos*
  - (a) terrestres (transportados por viento y desplazamiento de hielo continentales)
  - (b) mineralogía de arcillas

**(B) Terrestres**

- (a) depósitos glaciales
- (b) líneas de costas
- (c) depósitos eólicos (loess y dunas de arena)
- (d) sedimentos lacustres
- (e) rasgos pedológicos (paleosuelos)
- (f) espeleotemas (edad y composición de isótopos estables)

**(3) Biológicas**

- (a) anillos de árbol (espesor, densidad, composición de isótopos estables)
- (b) polen (tipo, abundancia relativa o concentración absoluta)
- (c) microfósiles de plantas (edad y distribución)
- (d) insectos
- (e) corales (geoquímica)
- (f) diatomeas, ostrácodos u otra biota de sedimentos lacustres (abundancia y geoquímica).
- (g) distribución de población moderna (plantas y animales)

**(4) Históricas**

- (a) Registros escritos de indicadores ambientales (fenómenos meteorológicos)

**Tabla 2. Principales fuentes de información para reconstrucciones Paleoclimáticas del Cuaternario.**

Realizada con base a Bradley (1999).

El valor de los datos que se obtienen en reconstrucciones paleoclimáticas, depende del intervalo mínimo de muestreo y la resolución del tiempo que permitan descifrar, lo que determina el grado de detalle del registro (Tabla 3).

Archivo	Mínimo intervalo de muestreo	Alcance temporal (orden:año)	Potencial de la información derivada
Registros históricos	día/hora	$\sim 10^3$	T, P, B, V, M, N, S
Anillos de árbol	año/temporada	$\sim 10^4$	T, P, B, V, M, S
Sedimentos lacustres	año (varvas) a 20 años	$\sim 10^4 - 10^6$	T, B, M, P, V, C <sub>w</sub>
Corales	año	$\sim 10^4$	C <sub>w</sub> , N, T, P
Núcleos de hielo	año	$\sim 5 \times 10^5$	T, P, C <sub>a</sub> , B, V, M, S
Polen	20 años	$\sim 10^5$	T, P, B
Espeleotemas	100 años	$\sim 5 \times 10^5$	C <sub>w</sub> , T, P
Paleosuelos	100 años	$\sim 10^6$	T, P, B
Loess	100 años	$\sim 10^6$	P, B, M
Evidencias geomorfológicas	100 años	$\sim 10^6$	T, P, V, N, P
Sedimentos marinos	500 años <sup>a</sup>	$\sim 10^7$	T, C <sub>w</sub> , B, M, N, P

T = temperatura

P = precipitación, humedad, o balance de agua

C = composición química del aire (C<sub>a</sub>) o agua (C<sub>w</sub>)

B = información de biomasa y patrones de vegetación

V = erupciones volcánicas

M = variaciones el campo magnético

N = nivel del mar

S = actividad solar

<sup>a</sup> En raras circunstancias (sedimentos varvados)  $\leq 10$  años

**Tabla 3. Características de los diversos datos que se obtienen para reconstrucciones paleoclimáticas**

Con base a Bradley (1999).

### II.1.2.1. Los suelos y su importancia como evidencias geológicas no marinas.

Si se analizan con detenimiento las Tablas 2 y 3, se puede dar una idea del alcance que tienen los estudios paleoclimáticos, provenientes de materiales no marinos. Los depósitos eólicos, glaciales, lacustres y fluviales dependen directamente del clima

imperante, resultado de la combinación de diversos factores ambientales, que generalmente son difíciles de identificar, para reconstruir las condiciones del pasado. En forma similar, los rasgos que demuestran procesos de erosión en el relieve, indican, comúnmente cierto tipo de clima (Flint, 1976). Es la combinación de estos procesos físicos, químicos y biológicos, la que progresivamente transforma los materiales de la superficie terrestre, en suelos. Entonces otro registro terrestre se refiere a los suelos, los cuales, a diferencia de los sedimentos se forman in situ, por lo que la información que se extrae de ellos representa las condiciones locales. En contraste, los sedimentos proceden de diferentes fuentes y conjugan historias variadas.

En los suelos se pueden encontrar evidencias de procesos mecánicos, como la crioturbación (destrucción por congelamiento), que sólo es activa en altas latitudes. También se pueden conocer los procesos que se dan en ambientes áridos o semiáridos, debido a la presencia de concentraciones de carbonatos. Las características de la materia orgánica existente, pueden dar información del ambiente, dada la forma en que ésta se fija al suelo.

## **II.2. SUELOS Y PALEOSUELOS COMO HERRAMIENTAS DE RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA**

Existen estudios de registros paleoclimáticos en ciertos tipos de suelos, que han sido muy relevantes. Destacan los registrados en secuencias de loess-paleosuelos en zonas templadas de Eurasia y América, siendo considerados como los registros más detallados de cambios climáticos, durante el Pleistoceno (Lieberoth, 1963; Jamagne, 1973; Bronger y Heinkele, 1989a, 1989b; Kemp y Zárate, 2000; Kemp, 2001 ). Para determinar las condiciones ambientales del Holoceno se han utilizado suelos sepultados y sedimentos en

secuencias aluviales; incluso se aceptan como evidencia de actividad antropogénica antigua (Holliday, 1989).

Pero para entender la dinámica, que da lugar a la formación de los suelos, utilizados para realizar reconstrucciones paleoambientales, primero se deben entender algunos conceptos importantes.

### II.2.1. Definiciones del Suelo

Parte de lo que se ignora sobre el suelo, se debe a la gran diversidad de conceptos y puntos de vista para definirlo. Existen tantas definiciones como disciplinas hay en la ciencia, e incluso para las personas que no se dedican a ella. Dado que este trabajo es presentado como una tesis de geología, es conveniente dar primero una definición de suelo proveniente de las Ciencias de la Tierra.

En Ciencias de la Tierra se define al suelo, como depósitos sedimentarios de edades recientes no consolidados, es decir, no litificados. En los mapas geológicos (por lo menos los manejados en México), aparecen como un área de color amarillo en la que comparten espacio y tiempo con otros materiales de origen sedimentario (aluvión, depósitos eólicos, depósitos glaciares, etc.), identificados en la mayoría de las ocasiones con la leyenda *Q* (que en cartografía geológica es la abreviatura en idioma inglés de Cuaternario). En este contexto, el sedimento es definido como un conjunto de partículas de diferente tamaño o de material precipitado, que han sido transportados. Para Foucault y Raoult (1997) estos materiales pueden provenir de la erosión y/o alteración de rocas, o incluso de actividad orgánica, como la acumulación de restos de organismos.

Pero existen también definiciones dentro de la Ciencia del Suelo (establecida por el científico ruso V.V. Dokuchaev a fines del siglo XIX), en las cuales se considera el estudio

de los factores formadores y modificadores del suelo, lo que contribuye a tener una concepción más completa. En este ámbito, Fanning y Fanning (1989) proponen la concepción del suelo como un cuerpo natural organizado, lo que implica que es el resultado de las interacciones del clima, organismos, material parental y relieve a través del tiempo. Desde este punto de vista, el suelo es considerado como un complejo en el que interactúan de manera cíclica la materia viva y las partículas originadas a partir de rocas, que han sido mezcladas con materia orgánica, agua y aire (USDA-Soil Survey Staff, 1990).

Las definiciones dadas resultan aceptables para ubicar el concepto de suelo. Sin embargo, dado el alcance de este trabajo, se utilizará la definición propuesta por Gama y colaboradores (1998):

“Suelo es el continuo de espacio-tiempo que forma la parte superior de la corteza terrestre, siendo el producto de la alteración de rocas y materiales, mediante los procesos pedogenéticos que operan a través del tiempo, sobre el material parental y el propio suelo”.

### **II.2.1.1. Factores formadores del suelo**

Los conceptos establecidos por Dokuchaev en 1883 y Hilgard en 1892, en Rusia y Estados Unidos respectivamente (Buol *et al.*, 2000), sobre la interacción de cinco factores en el desarrollo de los suelos, continúan siendo válidos. Estos factores son: clima, material parental, relieve, organismos y tiempo. Este puede considerarse como un factor independiente de los otros cuatro, ya que éstos, dependen en mayor o menor grado uno del otro, del suelo mismo o de algún otro factor como puede ser la acción del hombre (Gama *et al.*, 1998).

- **Material parental**

El material parental es “la materia prima del suelo”. Puede tratarse de una roca o de un material no necesariamente consolidado (incluso depósitos orgánicos), pero que se encuentre estabilizado, y así tener la oportunidad de transformarse en suelo, a través del tiempo.

El material parental es uno de los factores formadores de suelo más importante, dirige tanto a los procesos de intemperismo y alteración, como a la velocidad con que éstos ocurren. Gama y colaboradores (1998), establecen que conforme se desarrollan los procesos que dan origen al suelo, la influencia del material original tiene, cada vez, una menor relevancia.

- **Clima**

Para Gama y colaboradores (1998), el clima es “el estado medio de la atmósfera, determinado a partir de datos recopilados durante un intervalo representativo de tiempo, que generalmente se encuentra entre 30 y 50 años”. Tres elementos son de suma importancia para la existencia del clima: presión (barométrica y atmosférica), grado de humedad y temperatura del aire, lo que hace que se caracterice con dos parámetros: precipitación pluvial y temperatura. Estos parámetros son los que más influyen en las características del suelo, ya que ambos trabajan en conjunto y ocasionan cambios tanto físicos como químicos, a los materiales expuestos en la corteza terrestre. Además, influyen en uno de los procesos más importantes que originan al suelo: el intemperismo.

El intemperismo es el mecanismo por medio del cual las rocas se alteran, lo que produce su disgregación, descomposición y destrucción de los minerales formadores de la



roca (primarios), dando lugar a la formación de minerales secundarios que constituyen el suelo.

- **Relieve**

Generalmente, se observa un patrón en la distribución de suelos relacionado con las formas topográficas, tales como la cima de montañas, pendientes, depresiones, etc. Los suelos que se encuentran en este patrón, se agrupan en lo que se llama “asociación de suelos” (Gama *et al.*, 1998).

Las formas del relieve son afectadas por los mismos factores formadores del suelo. Los agentes climáticos actúan para desintegrar, erosionar y transportar los materiales y, así modificar el relieve al mismo tiempo que forman el suelo. La cubierta vegetal y la resistencia a la erosión, ejercen una gran influencia en el paisaje resultante el cual, a su vez, influye sobre el suelo a través del factor topográfico (Palmer y Troeh, 1989).

- **Organismos**

La parte del suelo que comprende a todos los organismos residentes en él, constituye el factor formador del suelo más estrechamente relacionado con el concepto “Edafología”, postulado por la Escuela Rusa a fines del siglo XIX, que considera al suelo como un medio que se origina y evoluciona, bajo la acción de los “factores activos”: clima y biota. (Duchaufour, 1984).

Los organismos juegan un importante papel en la formación del suelo, debido a las relaciones de intercambio de sustancias y energía (productos de su metabolismo) entre los mismos y los minerales presentes en el material parental. El tiempo que tarda en formarse un suelo, es determinado en gran parte, por el grado de actividad de los organismos.

- **Tiempo**

Fanning y Fanning (1989) definen este factor, como el intervalo a través del cual se integra el efecto de los otros factores. Este intervalo comienza, generalmente, después de un evento catastrófico, propiciando la formación de suelo en un tiempo determinado. Estos eventos pueden ser glaciaciones, el emplazamiento de lava o cenizas volcánicas, la acumulación de materiales de origen antrópico, un cambio en el relieve que origine la exposición de depósitos o una secuencia sedimentaria a la erosión. Se llama “tiempo cero”, al momento en que se inicia el desarrollo de un suelo.

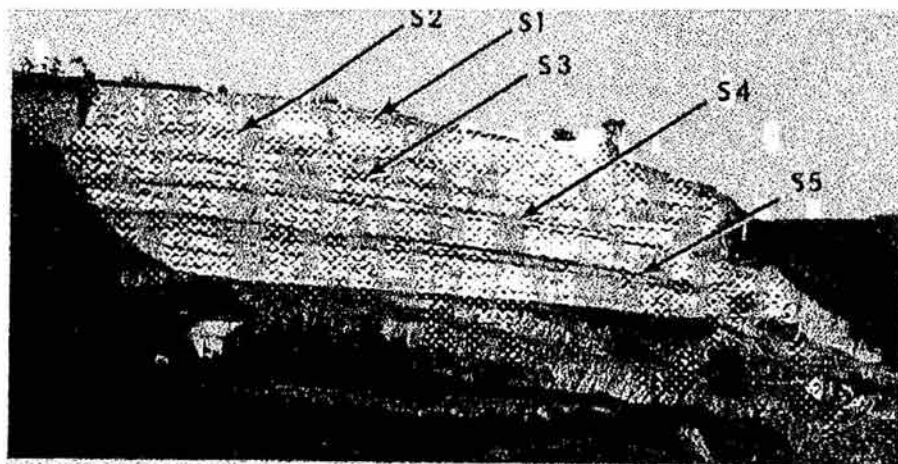
### II.2.2. Paleopedología y paleosuelos

Tomando en cuenta principalmente al factor tiempo, como integrador de los demás factores formadores de suelo, es como se ha llegado a desarrollar la ciencia de la Paleopedología (término acuñado por LaBoris Polynov en 1927 en Solleiro *et al.*, 2000), que estudia la formación de suelos, derivados de la interacción de los diferentes ambientes y procesos, que se dieron en el pasado (Solleiro *et al.*, 2000),.

El objeto de estudio de la Paleopedología son los paleosuelos. **Paleosuelo** (del griego *palaios* = antiguo y del latín *solum* = suelo) es un término utilizado para referirse tanto a un suelo formado en un paisaje del pasado, como bajo condiciones ambientales cambiantes, principalmente asociadas al clima y vegetación (Bronger y Catt, 1989). De esta forma se incluyen dentro del concepto de paleosuelos, no sólo a suelos sepultados o exhumados por la erosión sino además, a aquéllos que se formaron cuando las condiciones ambientales eran diferentes a las actuales y que continuaron evolucionando en superficie, a través del tiempo, bajo las condiciones imperantes en el presente (Bronger y Catt, 1989).

Para Bronger y Catt (1989), existen tres tipos de paleosuelos:

- **Suelos sepultados**<sup>1</sup>. Se trata de aquéllos suelos fósiles que no se encuentran expuestos en la superficie, sino que subyacen a una secuencia sedimentaria o volcánica (Figura 2).
- **Suelos relictos**. Son suelos originados en superficies del pasado pero que nunca han sido sepultados, de tal manera que su desarrollo es influenciado por factores formadores antiguos y actuales. Es en estas circunstancias, cuando estos suelos se consideran policíclicos o poligenéticos (Duchaufour, 1984) porque en ellos se observan rasgos, de diferentes ciclos de formación de suelos.
- **Suelos exhumados**. Son aquéllos suelos que fueron sepultados, pero por erosión o levantamiento del relieve, en la actualidad se encuentran expuestos en la superficie (Nettleton *et al.*, 2000).



**Figura 2.** Parte de la secuencia de loess-paleosuelos cercana a Luochuan, norte de China central, mostrando una sección de loess interestratificados con unidades de suelos.

En esta sección, la unidad de loess superior ( $L_1$ ) y los suelos del Holoceno ( $S_0$ ) han sido erosionados. El desarrollo de los suelos fue durante períodos más húmedos, debido a la presencia de monzones, pero los loess continuaron acumulándose durante el invierno cuando había menos disponibilidad de agua (Tomado de Riser, 2002).

<sup>1</sup> Duchaufour (1984) llama a estos suelos sepultados como "suelos fósiles". Cita como ejemplo el estudio de los suelos enterrados en los *loess* (depósito periglacial de origen eólico) que ha sido realizado por numerosos autores principalmente en Europa, Rusia y China. En las diversas localidades estudiadas, los aportes de loess fueron intermitentes y el estudio de suelos enterrados sucesivamente proporciona información sobre las condiciones de clima y vegetación que existían en la época del depósito.

### II.2.2.1. Métodos de estudio de los paleosuelos

El estudio de paleosuelos involucra aspectos metodológicos similares a los que se emplean en las investigaciones edafológicas, pero se pone especial atención en las propiedades que no cambian por procesos diagenéticos. Las técnicas de estudio, más utilizadas son:

- Distribución de partículas por tamaño
- Métodos químicos
- Métodos micromorfológicos
- Métodos mineralógicos
- Métodos paleomagnéticos
- Métodos paleobotánicos
- Estudios isotópicos
- Cantidad, composición y propiedades de la materia orgánica

La información que dan estos métodos, se utiliza para la interpretación paleoambiental a través del diagnóstico de procesos edafogénicos.

Dentro de los métodos paleobotánicos, se encuentra el análisis de fitolitos, el cual se ha enfocado principalmente en la obtención de información de cambios ambientales antropogénicos, especialmente en el plano de la agricultura del pasado (Juan *et al.*, 1997; Gol'yeva, 1997).

Existen pocos estudios de fitolitos, relacionados con cambios ambientales naturales. Los pocos que se tienen, corresponden al Holoceno, y solo algunos se ubican en el Pleistoceno como el de Fredlund y colaboradores (1986), que describe un registro de fitolitos con antigüedad de 620,000 años, en un depósito de loess de Nebraska. En México,

Vallejo (2002) realizó el primer trabajo en el que se utilizan conjuntos morfológicos de fitolitos, presentes en paleosuelos volcánicos, con fines de reconstrucción paleoambiental.

Cuando se estudian paleosuelos, es frecuente encontrar que dos o más grupos con sus propiedades, están relacionados con procesos formadores de suelo, a menudo no compatibles. La discrepancia en la compatibilidad de procesos, implica períodos de desarrollo en ambientes diferentes (Bronger y Catt, 1989).

#### II.2.2.2. Los Paleosuelos en el Centro de México

La mayor parte de los trabajos, que se han realizado en el Centro de México con fines de reconstrucción paleoclimática, han estado basados principalmente en estudios de glaciares (White y Valastro, 1984; Heine, 1984; Vázquez, 1997); polen (Clisby y Sears, 1955; Lozano y Ortega, 1994; Lozano y Xelhuantzi, 1997; Lozano y Ortega, 1998); y paleomagnéticos (Lozano *et al.*, 1993; Ortega *et al.*, 2000).

Los paleosuelos habían sido ignorados para fines de reconstrucción paleoambiental; hasta hace pocos años comienzan a utilizarse como indicadores de cambios climáticos y no sólo como herramientas de correlación (marcadores estratigráficos) ó como materiales útiles en fechamientos sobre y subyacentes. No obstante, existe un trabajo de Bryan (1948) en el que afirma que en la Altiplanicie Mexicana existen suelos fósiles, preservados por encontrarse sepultados bajo materiales más recientes. Estos suelos señalan el clima que existía durante el tiempo de su formación y proporcionan una sucesión de eventos del Pleistoceno tardío, relacionada con cambios ambientales. Bryan (1948) establece una alternancia de climas húmedos y secos, con base en el color del suelo, dado por la alteración de óxidos e hidróxidos de hierro, así como por intercalaciones de caliche.

Flores y colaboradores (1992), obtuvieron información importante sobre suelos endurecidos (tepetates) en el estado de Morelos. Estos suelos corresponden a paleosuelos, que ocupan del 20 al 30% de la superficie de la República Mexicana.

Solleiro y colaboradores (1995) estudiaron las propiedades de paleosuelos del Pleistoceno tardío, en la Sierra Chichinautzin, estableciendo las condiciones paleoambientales y determinando las unidades estratigráficas de suelo, que pueden ser correlacionadas con otros paleosuelos en el Eje Neovolcánico. De acuerdo con las interpretaciones de los paleosuelos, se infirió la presencia de fluctuaciones climáticas y períodos alternantes de vulcanismo, erosión y formación de suelo.

En el Nevado de Toluca, Sedov y colaboradores (2001, 2003) reconocieron siete paleosuelos, los cuales permiten deducir diferentes ciclos para su formación así, como los períodos de estabilidad del volcán en los últimos 100,000 años.

Solleiro y colaboradores (2003) identificaron, cerca de la ciudad de Cuernavaca, diferencias esenciales entre paleosuelos y suelos modernos del Holoceno. Las características estudiadas en el lugar, permitieron concluir que los paleosuelos se formaron en condiciones de bosque húmedo de montaña, en un clima más frío y húmedo que el de los suelos modernos. También fueron estimados los posibles intervalos de formación de paleosuelos con base en la correlación con datos paleobotánicos, paleoglaciares y volcánicos, correspondientes al Cuaternario tardío.

### II.2.2.3. El paleoambiente del Valle de Teotihuacan

Las características del entorno prevalecientes en el Valle de Teotihuacan han sido tema de interés desde las investigaciones arqueológicas llevadas a cabo en la región al final de los años cincuenta y la década de los sesenta del siglo veinte (Millon, 1954, 1957, 1967; Sanders, 1965).

En los años noventa se abordó el problema de la caracterización del entorno en diferentes momentos del pasado (McClung *et al.*, 1998), complementando la historia de la región por medio de la evidencia arqueológica con datos sobre la vegetación y los suelos.

Con respecto a este último punto, es notable el desarrollo intenso de los estudios paleopedológicos relacionados con investigaciones arqueológicas. La variedad de problemas que se resuelven por medio de estos estudios es amplia: el conocimiento de paisajes naturales en que se formaron las culturas antiguas, la investigación del uso agrícola de terrenos y detección de cambios ambientales provocados por actividad humana antigua (deforestación, erosión y sedimentación aluvial acelerada). Como objetos de estudio, se utilizan tanto materiales edáficos dentro de los sitios arqueológicos como los paleosuelos y sedimentos fuera del sitio, en sus alrededores.

Es en el marco de investigaciones recientes, con la cooperación entre participantes del Laboratorio de Paleoetnobotánica y Paleoambiente del Instituto de Investigaciones Antropológicas (IIA), UNAM y el Departamento de Edafología del Instituto de Geología, UNAM, con su Grupo de Paleosuelos, que se intenta demostrar la importancia de los paleosuelos, como un registro de cambios ambientales, tanto naturales como inducidos en la región del Valle de Teotihuacan.

## CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

En este capítulo se muestra la aplicación de técnicas selectas de análisis de suelos, con el fin de estudiar propiedades que son estables y no cambian después que el suelo es sepultado. Dentro de las características pedológicas que son perdurables, se reconocen tres tipos principales: (a) estructuras macro y micromorfológicas; (b) mineralogía y grado de intemperismo y (c) horizontes y fases diagnósticas del suelo (Retallack, 1990).

En general la investigación se realizó en cuatro fases: compilación de información, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y gabinete.

### III.1. COMPILACIÓN DE INFORMACIÓN

En esta etapa se documentaron los aspectos teóricos de los suelos y los paleosuelos, en general, y las investigaciones reportadas para la zona de estudio. Se estudió a nivel regional la secuencia de eventos geológicos particulares para el área, ocurridos en el Cuaternario Superior.

Dentro de esta fase, se ubica la información recabada por parte del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, en sus diferentes proyectos del área, durante los años 1992, 1994, 1995 y 1999. Con esa base y usando fotografías aéreas y cartas a escala 1:50,000 de INEGI (Texcoco, E14-B21), se localizaron los sitios de estudio.

### III.2. TRABAJO DE CAMPO

*Reconocimiento de campo.* Fue llevada a cabo una observación general del paisaje, que conforma la zona de estudio para el reconocimiento de las secuencias de suelos modernos y paleosuelos, basada en la identificación de los diferentes horizontes. También se contempló



la influencia de los procesos de erosión y acumulación a través del relieve. La selección de los sitios se realizó de tal manera, que se tuvieran representadas diferentes geoformas. Así se estudió un perfil en las partes altas (Cerro Gordo, 2948 msnm.) y dos en las partes bajas en el centro del valle (Maseca, 2320 msnm. y Otumba, 2314 msnm.). La localización de los perfiles se controló con un sistema de posicionamiento global (GPS).

*Caracterización, clasificación.* Se utilizaron algunos criterios pedogenéticos establecidos por el Soil Survey Staff (1998) y Retallack (1990). La descripción de los perfiles fue realizada con base a la WRB (1998), haciendo uso de correlaciones con suelos modernos análogos. Los pasos a seguir para la caracterización general de un suelo, se detallan en el Anexo 1.

*Muestreo de los perfiles.* Se realizó en tres fases utilizando el Manual No. 18 USDA (Soil Survey Division Staff, 1993):

(1) fueron tomados aproximadamente 2 kg de muestra de cada horizonte, para los análisis físicos, químicos y mineralógicos; (2) muestras para fechamiento, seleccionando aquéllos horizontes sepultados con presencia de materia orgánica (aproximadamente 2 kg de muestra); (3) recolección de muestras inalteradas para secciones delgadas.

Para estas secciones, se requieren muestras de cada uno de los horizontes descritos, así como de aquellos rasgos que llamen la atención. El tamaño de las muestras es variable, pero en general se sigue el que va dando la estructura del suelo. Los bloques de 8X6X4 cm tienen las dimensiones suficientes según Jongerius y Heintzberger (1963), para una buena preparación. El material es orientado de acuerdo a su posición en el perfil y protegido con papel aluminio para evitar su disgregación. Los bloques son empaquetados en cajas, donde

también se coloca un poco del material que se tenga a disposición en el campo, como hierbas y otras plantas, a fin de que amortigüen los movimientos bruscos a que pueden ser sometidos.

### III.3. TRABAJO DE LABORATORIO

#### III.3.1. Secado y preparación de muestras.

Una vez tomadas, las muestras fueron secadas a temperatura ambiente. Dado que la fracción menor a 2 mm es la activa, se procedió a tamizar para separar los materiales de mayor tamaño.

Las muestras para fechamiento sólo se secaron, ya que su posterior tratamiento se realizó en el Laboratorio de Radiocarbono, de la Academia de Ciencias de Rusia.

Las muestras para secciones delgadas fueron impregnadas con resina cristal MC-40 para que una vez secas, se montaran y pulieran a fin de tener las preparaciones con el requerido espesor de 30 micras (labor realizada en el Colegio de Posgraduados).

#### III.3.2. Análisis físicos

- **Determinación del color del suelo.**

Los colores de cada horizonte, se determinaron con la ayuda de la Carta de Colores de Munsell (1975), tanto en húmedo como en seco (para detalles ver Anexo 1).

- **Cuantificación de fracciones de arena, limo y arcilla.**

*Destrucción de materia orgánica y limpieza de óxidos de hierro.* De la fracción menor a 2 mm, se toman 20 g por cada muestra y se colocan en un vaso de precipitados (de aproximadamente 250 ml, ya que se debe tomar en cuenta la efervescencia resultante de

moderada a fuerte) para destruir la materia orgánica con peróxido de hidrógeno ( $H_2O_2$ ) al 10% en baño maría.

Se agrega inicialmente un poco de agua destilada a la muestra de suelo, para humedecerla y se añaden 10 ml de peróxido de hidrógeno, que reacciona dependiendo del contenido de materia orgánica presente. Se continúa agregando peróxido de hidrógeno en cantidades de 5 a 10 ml, hasta que la muestra deje de presentar efervescencia, agitando al mismo tiempo la mezcla y dejándola reposar. El proceso puede llevar varios días, hasta que la muestra deje de reaccionar, indicando que la materia orgánica ha sido eliminada (los horizontes A son los más complicados, dado su alto contenido de materia orgánica en comparación con otros horizontes). Para evitar que la muestra se seque, se añade agua destilada.

Una vez libre de materia orgánica la muestra presenta un sobrenadante, producto del agua añadida y la presencia de óxidos de hierro. Dicho sobrenadante se elimina y la muestra se transfiere a tubos de ensaye para centrifuga. Se agregan 40 ml de citrato de sodio dihidratado 0.3 M, a cada muestra y se calienta a  $70^\circ C$  a baño maría, de acuerdo a Mehra y Jackson (1960). Una vez alcanzada la temperatura de  $70^\circ C$ , se agregan pequeñas cantidades de ditionito de sodio (aproximadamente 1 g), y se mantiene la mezcla a temperatura constante por 15 minutos, agitando constantemente (se debe ser muy cuidadoso al medir la temperatura y el tiempo). Durante este proceso se observa el cambio de color de la muestra, debido a la extracción de óxidos de hierro, presentando colores grisáceos.

Pasados los 15 minutos, los tubos de ensaye pasan a centrifugación (previamente son equilibrados en sus pesos) a 4500 rpm durante 5 minutos. La muestra precipitada (en caso de no hacerlo, se vuelve a centrifugar ó se añade cloruro de magnesio), se separa del sobrenadante, que dependiendo del color que presente (puede ir desde pardo rojizo oscuro,

hasta incoloro) indica la presencia de óxidos de hierro, que todavía contiene la muestra y que deben ser lavados. El proceso se repite, hasta que el sobrenadante quede incoloro.

*Separación de fracciones por tamaño.* Libre la muestra de óxidos de hierro, se procede directamente a separarla por el tamaño de sus partículas. La fracción arena (2-0.050 mm) es separada, humedeciendo la muestra en el tamiz correspondiente con agua destilada. Las fracciones de limo (0.050-0.002 mm) y arcilla (< 0.002 mm) se separan sedimentándose por gravedad (empleando probetas de 1 litro, que deben ser vaciadas parcialmente para separar las partículas y aforadas, cada 24 horas, hasta que se agote la muestra), utilizando hexametáfosfato de sodio al 0.4N como dispersante. En algunas muestras se utiliza hipoclorito de sodio al 15% para destruir los complejos organo-minerales remanentes. Cada una de las fracciones es llevada a secar al horno a 40° C, en cápsulas de porcelana.

Una vez secas las fracciones, se realizó la cuantificación con ayuda de una balanza analítica Ohaus modelo Explorer (con resolución de 0.001 g), para determinar el porcentaje de cada una en el suelo.

### III.3.3. Análisis químicos

- **Determinación de carbono orgánico total.**

El método que se utiliza es el de Lichterfelder (Schlichting y Blume, 1966). De la fracción menor a 2 mm, se muele una parte en un mortero de ágata, hasta obtener un polvo fino. Se pesan entre 0.1 y 1 g de muestra (el peso depende de la cantidad de carbono orgánico esperado: en los horizontes A de 0.3 a 0.5 g; en los otros horizontes 1 g) en matraces Erlenmeyer de 250 ml.

Se agregan 10 ml de solución de dicromato de potasio 2N y 10 ml de ácido sulfúrico concentrado. Se colocan los matraces en el horno a 120° C durante 90 minutos. Se retiran las muestras del horno, dejándolas enfriar a temperatura ambiente; para acelerar el enfriado, se pueden colocar sobre un trapo húmedo o en una charola con agua. Después se lleva la muestra (la solución y el suelo) a matraces aforados de 100 ml, a través de embudos de plástico lavando bien con agua destilada y se afora. Se homogeniza la muestra agitándola, y se vacía una alícuota en tubos de centrifuga. Se realiza el balanceo de los pesos de los tubos que quedan en posiciones opuestas dentro de la centrifuga y se centrifuga durante 10 minutos a 2500 rpm. El sobrenadante se vacía en otros tubos, para ser leído en las celdas de un espectrofotómetro marca Genesys20, modelo 4001/4.

Paralelamente a las muestras se procesa una “curva patrón”. Para ello y utilizando una pipeta, se llevan 0, 0.5, 1, 2, 5, 10 y 20 ml de una dilución 1:10 de una solución patrón de glucosa, a matraces aforados de 100 ml respectivamente, y se procede con ellos igual que con las muestras.

Una vez leídos los valores del espectrofotómetro (absorbancia de la solución a 578 nm), se calcula pendiente e intersección de la curva de calibración (mg C/100 ml en la abscisa y absorbancia en la ordenada). La concentración de la muestra (Tabla 6), se obtiene entonces con ayuda de una hoja de cálculo:

$$\text{g C/kg suelo} = (a-b)/(\text{peso})$$

donde: a: mgC/100 ml leídos para la muestra

b: mgC/100 ml leídos para el blanco

peso: peso de la muestra de suelo

- **Determinación de pH.**

Se pesan 10 g de suelo, de la fracción menor a 2 mm por cada muestra, y se colocan en vasos de precipitado de 150 ml, añadiendo 25 ml de agua destilada (relación 1:2.5). Se agita por 30 minutos y se lee el sobrenadante, directamente en un potenciómetro marca Beckman.

### III.3.4. Análisis mineralógicos

La determinación de las especies minerales en las fracciones de arena y limo, está basada en la identificación de diversas propiedades ópticas, que caracterizan cada mineral en el microscopio óptico. Bajo luz natural se observa color, pleocroismo, forma, crucero, índice de refracción y relieve. Con el polarizador y analizador-nicoles cruzados, se observan colores de interferencia, extinción, elongación. Debe hacerse notar que algunas propiedades ópticas de los minerales, varían ligeramente de lo observado en secciones delgadas, puesto que el espesor de los granos es mayor a 30 micras.

- **Arena**

De la fracción de arena total, se separó la fracción de arena fina y muy fina al húmedo, por medio de un tamiz de 250 micras. Con dicha fracción (una vez seca) se elaboraron preparaciones en portaobjetos para cuantificar, bajo microscopio, las especies minerales existentes. Para la cuantificación se contaron 300 granos minerales por horizonte (montados en resina epóxica, con índice de refracción 1.65) y se calculó el porcentaje de los minerales presentes.

- **Limo**

Esta fracción fue tratada, en algunos horizontes, con peróxido de hidrógeno al 10%, para tratar de eliminar la materia orgánica residual, que enmascaraba a los minerales. Para retirar la arcilla remanente, ésta se separó por decantación. Estando seca la muestra, se realizaron preparaciones con glicerina para observarlas bajo el microscopio óptico.

- **Arcilla**

La fracción arcilla ya limpia, fue utilizada para análisis de Difracción de Rayos X. Se trata de una técnica fundamental, para determinar el tipo de mineral arcilloso presente en un material, debido a las limitantes que presenta un estudio de microscopía óptica (Duane y Robert, 1989). Las muestras fueron trabajadas en un difractor Philips Mod. 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) utilizando radiación  $\text{Cu K}\alpha$ .

El principio del difractor consiste en registrar diagramas de las muestras a estudiar, usando un detector de gran sensibilidad de Rayos X. El detector recorre la superficie externa de una muestra plana, buscando las direcciones de difracción del haz de Rayos X incidente (originado por un generador y un tubo cerrado herméticamente, que consta de un cátodo de tungsteno y un ánodo de cobre, el cual produce la intensidad  $I$  de una longitud de onda  $\lambda$  característica). El aparato consta de un mecanismo registrador, capaz de imprimir la posición y simultáneamente la intensidad del haz difractado.

El haz de rayos divergentes, difractado por la muestra, pasa a través de una ranura estrecha y se introduce en el detector, el cual se hace rotar a una velocidad doble a la de la muestra; de este modo, la superficie de la muestra se encuentra siempre a  $\Theta^\circ$ , cuando el detector se ubica en  $2\Theta^\circ$ . Un goniómetro es el que hace rotar el detector y la muestra a una velocidad determinada y un diagrama puede registrarse en la computadora, a medida que

progresar el barrido angular. El registro muestra las intensidades como función de los ángulos de reflexión  $2\theta$ .

El procedimiento de identificación mineralógica, comienza con registrar el patrón de difracción (difractograma) en cada horizonte de suelo, que se utiliza para establecer el tipo estructural de arcilla, y después realizar una serie de pruebas sistemáticas. Esto con el fin de identificar la especie mineralógica, de acuerdo a datos estructurales y de análisis químicos (Duane y Robert, 1989).

Los resultados que muestran los difractogramas, no revelan de inmediato la naturaleza de la muestra de estudio. Los diagramas proporcionan información del conjunto de redes cristalinas. Implícitamente, toda la información se encuentra en el diagrama de difracción, pero debe ser “traducida” al lenguaje común. Esta “traducción” consiste esencialmente en la conversión de los valores angulares de  $\theta$  o  $2\theta$  (grados), en que inciden los Rayos X a la muestra, a valores de distancia interplanar ( $d$ ) en unidades ángstrom ( $\text{Å}$ ), para lo cual debe resolverse la ecuación de Bragg  $d = n\lambda/2\sin\theta$ , lo que se realiza mediante el uso de tablas especiales. Obtenidas las distancias interplanares, deben asignarse las intensidades relativas. Puesto que a cada sustancia corresponde un conjunto específico de valores  $d$  con sus intensidades correspondientes, los diagramas permiten la identificación.

El sistema más importante de que se dispone para la identificación de sustancias, es el basado en el trabajo de Hanawalt y colaboradores (1938). Este sistema, pese a las diversas modificaciones sufridas, se mantiene vigente. Para identificarlas se utiliza el índice o catálogo Hanawalt. Este es un código numérico, mediante el cual se ubica la sustancia problema y que permite la selección de una tarjeta o ficha específica de ésta, con toda la información disponible. Existe además un libro, que enlista alfabéticamente los nombres de las sustancias en grupos acumulativos, con base en su composición química.



En el catálogo Hanawalt están registrados ordenadamente los valores de los máximos de difracción de las sustancias, con los cuales pueden compararse las distancias interplanares ( $d$ ) y las intensidades ( $I$ ) presentes en los diagramas obtenidos. La tarjeta específica de la sustancia incógnita se ubica en el fichero y proporciona información sobre espaciados, intensidades, composición química, características cristalográficas, ópticas, etc. Las tarjetas están ordenadas en grupos, cada uno con un número de serie.

*Montaje de muestras.* La fracción de tamaño menor a 2 micras, se suspende en agua y se deposita sobre un portaobjetos de vidrio, de forma que al evaporarse el agua, las partículas de arcilla por ser planares, quedan en forma orientada. Los patrones de difracción de este tipo de preparaciones, son muy útiles para la identificación de los minerales arcillosos, ya que dan un registro del espaciamiento que existe entre los planos que conforman la estructura de la arcilla. Las muestras en fracción orientada, se registraron en un intervalo angular  $2\theta$  de  $4^\circ$  a  $80^\circ$ .

Es deseable que en un portaobjetos con muestra orientada, ésta alcance lo que se conoce como “espesor infinito” (Besoain, 1985), que significa que la cantidad de material sedimentado en el portamuestras sea tal que los Rayos X no lo atraviesen por completo. Esto es importante, debido a que si se tiene un espesor muy delgado de muestra, se tomarán registros del material sobre el que está montado el espécimen a estudiar, que en este caso sería vidrio. La cantidad práctica recomendada para alcanzar un buen espesor, está entre  $0.15$  y  $0.25 \text{ g/cm}^2$  de muestra.

*Tratamientos para discriminación de diferentes tipos de arcillas.* Una vez montadas, las muestras deben ser sometidas a varios tratamientos, los cuales tienen como finalidad

modificar las estructuras cristalinas de los minerales, provocando “aperturas” o colapsos de las mismas. El tratamiento más usado fue el calentamiento a 550 °C.

El calentamiento controlado, puede alterar o colapsar parcialmente la estructura de las arcillas, por lo que es un apoyo para su identificación (Brown, 1961). Así, es posible discriminar entre minerales del grupo de las micas, que desaparecen del registro, después de ser calentadas a 550° C (por 30 minutos).

Al obtenerse los registros con la presencia de minerales arcillosos, es necesario el hacer diferencias entre ellos, por ejemplo la presentada entre haloisita deshidratada de 7Å (metahaloisita) y la caolinita. El método que se utiliza para la discriminación es la prueba con *n*-metil formamida de acuerdo a lo establecido por Churchman y colaboradores (1984).

### III.3.5. Micromorfología

La micromorfología del suelo es el estudio de la morfología de éste, en la gama de tamaños en que se requiere ayuda óptica.

Las herramientas usadas en el estudio van desde la lupa, que da una resolución de cerca de 20 micras de diámetro, hasta el microscopio electrónico, con poder de resolución de cerca de hasta más de 10 unidades de ángstrom (0.001 micras). En el desarrollo de este trabajo, se utilizó un microscopio óptico.

Al observar la sección delgada en el microscopio, se deben emplear técnicas para realizar descripciones semicuantitativas, que tienen cierta semejanza con las utilizadas en petrografía, ya que se basan en los mismos principios ópticos. A continuación se mencionan los rasgos generales, que se describen en una sección delgada de suelo.

- **Componentes básicos.** Son las unidades más simples existentes en el suelo, por ejemplo, granos de arena, partículas de arcilla, fragmentos de plantas, entre otros. Pueden ser de origen mineral u orgánico. Estos componentes son los constituyentes esenciales de bloques más complejos, en la organización del material del suelo en matriz, rasgos pedológicos, estructura y fábrica.

- **Rasgos pedológicos.** Se definen como unidades de suelo, reconocibles en el material adyacente por una diferencia de concentración, en uno o más de sus componentes, (por ejemplo, una fracción granulométrica, materia orgánica, cristales, componentes químicos) o por una diferencia en su composición interna. Realmente, en la mayoría de los casos son reorganizaciones de los materiales del suelo, que no pueden ser atribuidas a una herencia del material original (Bullock *et al.*, 1985).

$$\text{Material de los suelos} = \text{Matriz} + \text{Rasgos pedológicos}$$

Para aclarar el concepto de rasgos pedológicos, se mencionan en la Tabla 4 unos ejemplos.

<i>Son rasgos pedológicos</i>	<i>No son rasgos pedológicos</i>
Revestimientos de arcilla	Fragmentos de roca
Revestimientos de materia orgánica	Fragmentos de raíces
Nódulos de hierro	Granos minerales

**Tabla 4.** Diferencias entre rasgos pedológicos y otros componentes de una sección delgada de suelo.

- **Matriz.** Es un término general que se usa para el material grueso y fino que forma la base material del suelo y que no forma parte de los rasgos pedológicos.

La descripción de la matriz incluye los siguientes conceptos: huecos, agregación, microestructura (tamaño, forma y arreglo de los componentes del suelo), distribución de material grueso/fino y micromasa (material fino de la matriz).

- **Fábrica del suelo.** Se relaciona con la organización total del suelo, expresada por el arreglo espacial de sus constituyentes (sólidos, líquidos y gaseosos), su forma, tamaño y abundancia, considerada desde un punto de vista configuracional, funcional y genético (Brewer y Sleeman, 1960). Es obvio que no es posible describir la totalidad de la fábrica, dado que la fase líquida del suelo no es fácil de observar en una sección delgada. En consecuencia, se utiliza el término *patrón de constituyentes del suelo*.

Bullock y colaboradores (1985), establecen que el *patrón* de constituyentes del suelo, se relaciona con el arreglo espacial de sus componentes sólidos y los espacios vacíos entre ellos.

Cada fábrica de suelo puede estar compuesta por diversas entidades, que agrupadas, y observadas en sección delgada, se consideran como zonas homogéneas. Estas zonas son definidas como *unidades de fábrica*. Cuando el material comprende unidades de fábrica muy parecidas entre sí, se establece el término de *fábrica parcial* (Sander, 1970).

Para conocer algunos de los aspectos que conforman la descripción de una sección delgada de suelo, se puede consultar el Anexo 2.

### **III.3.6. Estudio de fitolitos**

#### **III.3.6.1. La sílice del suelo como fuente de formación de fitolitos**

Según Jones y Handreck (1967), la sílice que se presenta en las soluciones de suelo, se encuentra en forma de ácido ortosilícico monomérico,  $\text{Si(OH)}_4$ . Las fuentes de este ácido

son varias: cuarzo, cristobalita, tridimita, vidrio volcánico, pedernal, feldespatos, aluminosilicatos, entre otros. Esta forma de silicio puede ser absorbida por las plantas a través de sus raíces, y es depositada como sólido, dentro de las paredes celulares o en los espacios intercelulares. Después de que la sílice es absorbida por las raíces de las plantas, es llevada hacia los órganos aéreos, por medio del tejido conductor de líquidos en la planta, denominado xilema.

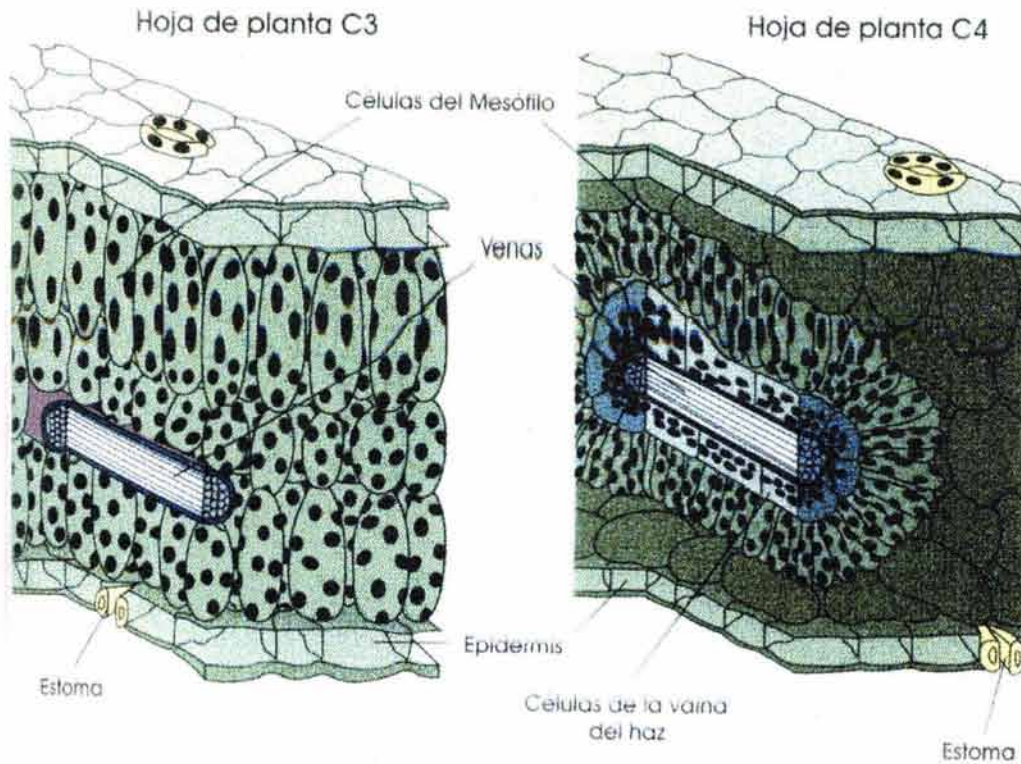
En este trabajo, el término de fitolito es utilizado para cuerpos de origen vegetal, secundariamente silicificados. Su importancia radica en que se forman en sitios específicos dentro de la planta: hojas, tallo, inflorescencias. Permanecen relativamente estables en el suelo cuando la planta muere y su morfología tiene interés taxonómico; es por ello que representan una técnica útil, en los estudios de reconstrucción de cambios paleoambientales.

### III.3.6.2. Plantas C3 y C4

En los años 50, del siglo XX, los científicos analizaron la trayectoria del carbono del CO<sub>2</sub> de la atmósfera, al ser tomado por los tejidos de las plantas. Los bioquímicos estadounidenses Melvin Calvin y Andrew Benson, determinaron la secuencia de reacciones de la fotosíntesis, gracias a que previamente Samuel Ruben y Martin Kramen en 1940, descubrieron el isótopo del Carbono, el <sup>14</sup>C (Villem *et al.*, 1992).

A mediados de la década de los 60, los fisiólogos H.P. Kortschack y C.E. Hartt, advirtieron que en las plantas, los productos iniciales más abundantes de la fijación de CO<sub>2</sub>, eran tres (C3) y cuatro (C4) ácidos de carbono (Villem *et al.*, 1992).

En la Figura 3, se observan las diferencias anatómicas entre las plantas C3 y C4. Estas diferencias hacen más eficientes a las plantas C3 (85% de las plantas superiores) en ambientes húmedos, y a las plantas C4 (15% restante) en ambientes secos.



**Figura 3. Sección transversal de hojas C3 y C4, mostrando las diferencias anatómicas más importantes entre las dos clases de plantas.**

En las plantas C3 las células centrales (mesófilo) contienen a los cloroplastos, que ocupan la mayor parte de la hoja. Estas células fijan  $\text{CO}_2$  y lo transforman en carbohidratos. Las hojas de la planta C4, tienen una línea sencilla de células del mesófilo donde se inicia la fijación de  $\text{CO}_2$  (Tomado de Vallejo, 2002).

Las plantas C4 se encuentran en ciertos grupos de pastos, en la mayoría de las malezas y en algunos cultivos de importancia económica (maíz, caña de azúcar y sorgo) (Vaclav, 1997).

### III.3.6.3. Morfología de fitolitos

La sílice biogénica tiene una morfología muy definida y específica, por el hecho de que conformó células de tejidos de plantas. Sus formas son semejantes a las de la célula de la planta que la alojó. Aunque dichas formas son muy variadas, aquellas provenientes de la vegetación de pastos tienen generalmente una morfología tubular, con láminas perforadas, tubos aserrados, estriados o en discos; en tanto que los fitolitos de otras plantas (como árboles del bosque), constan de esférulas, cilindros, mosaicos tubulares y pelos silicificados, entre otros.

*Cuantificación de fitolitos y su distribución en el perfil.* Una vez limpia la fracción de limo de la muestra total de suelo, se realizó el análisis de muestras completas de granos minerales y fitolitos, bajo microscopio óptico con luz polarizada, para cada uno de los horizontes de los diferentes perfiles, con el fin de conocer donde se encontraban los horizontes con mayor acumulación. El medio de montaje para las muestras fue glicerina con índice de refracción 1.48, (más alto que el valor máximo para fitolitos y abajo del mínimo para vidrio volcánico), permitiendo distinguir los diversos componentes minerales con la línea de Becke. Así se identificaron y contaron 1200 partículas minerales en cada preparación, como propone Gol'yeva (1997).

*Clasificación morfológica de fitolitos.* Una vez ubicadas las mayores concentraciones de fitolitos en los diferentes horizontes de cada uno de los perfiles, así como algunos horizontes A, se procedió a definir su morfología de acuerdo a Twiss (1992) y Fredlund y Tieszen (1994) con la ayuda del microscopio óptico. Se decidió hacer una combinación de

estas clasificaciones, para poder observar la variedad de formas que se pueden encontrar en los horizontes seleccionados.

En las Figuras 4 y 5 se muestra la clasificación de Twiss (1992) utilizada y también la de Fredlund y Tieszen (1994).

Se examinaron y contaron 200 fitolitos en cada uno de los horizontes seleccionados, registrándose la frecuencia de cada una de las formas encontradas (en porcentaje), y clasificándose por comparación con dibujos esquemáticos.

Siguiendo las recomendaciones de Piperno (1988), se compararon los fitolitos entre paleosuelos y suelos modernos.

#### **III.4. TRABAJO DE GABINETE**

Una vez obtenidos los resultados de los diferentes análisis, se procedió a ordenarlos, para presentarlos en forma gráfica y poder realizar una interpretación de los mismos. Procesadores de texto, hojas de cálculo y programas para manejo de fotografías digitales, fueron los materiales utilizados en esta fase del trabajo.

Las interpretaciones y conclusiones obtenidas, se realizaron con base a la experiencia previa en estudios geológicos y edafológicos, lo cual constituyó la fase final para la redacción de la tesis.





Figura 4. Clasificación de fitolitos de pastos según Twiss (1992).

Vistas en planta de las células.

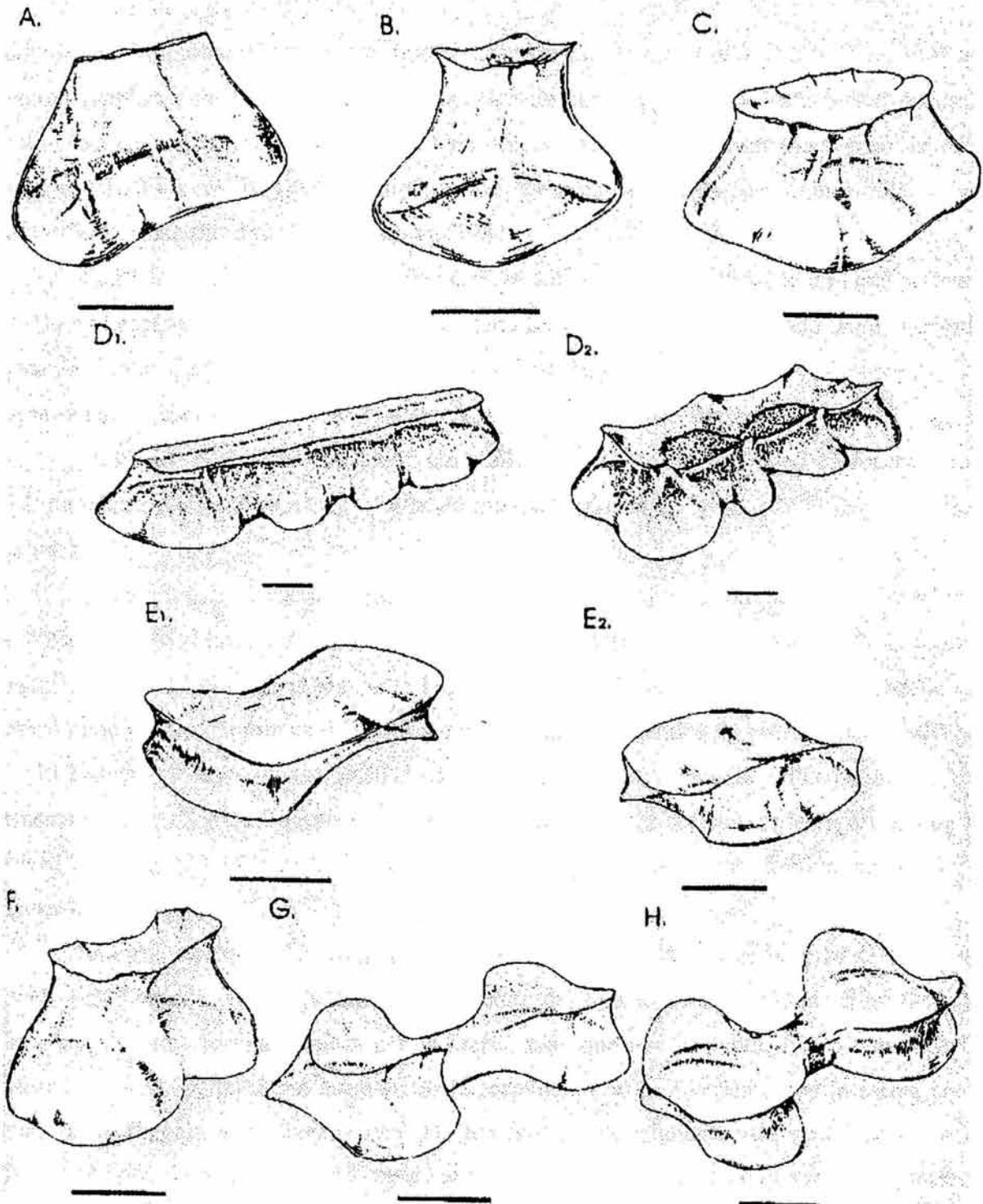


Figura 5. Clasificación de morfotipos de fitolitos según Fredlund y Tieszen (1994).

Los esquemas de las células están representados en tres dimensiones. A quilla; B cónico; C piramidal; D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> Crenados; E<sub>1</sub> y E<sub>2</sub> silla de montar; F<sub>1</sub> tipo stipa; G lobado simple; H panicoide.

La escala de la barra representa 5 nm.

## CAPÍTULO IV. ÁREA DE ESTUDIO

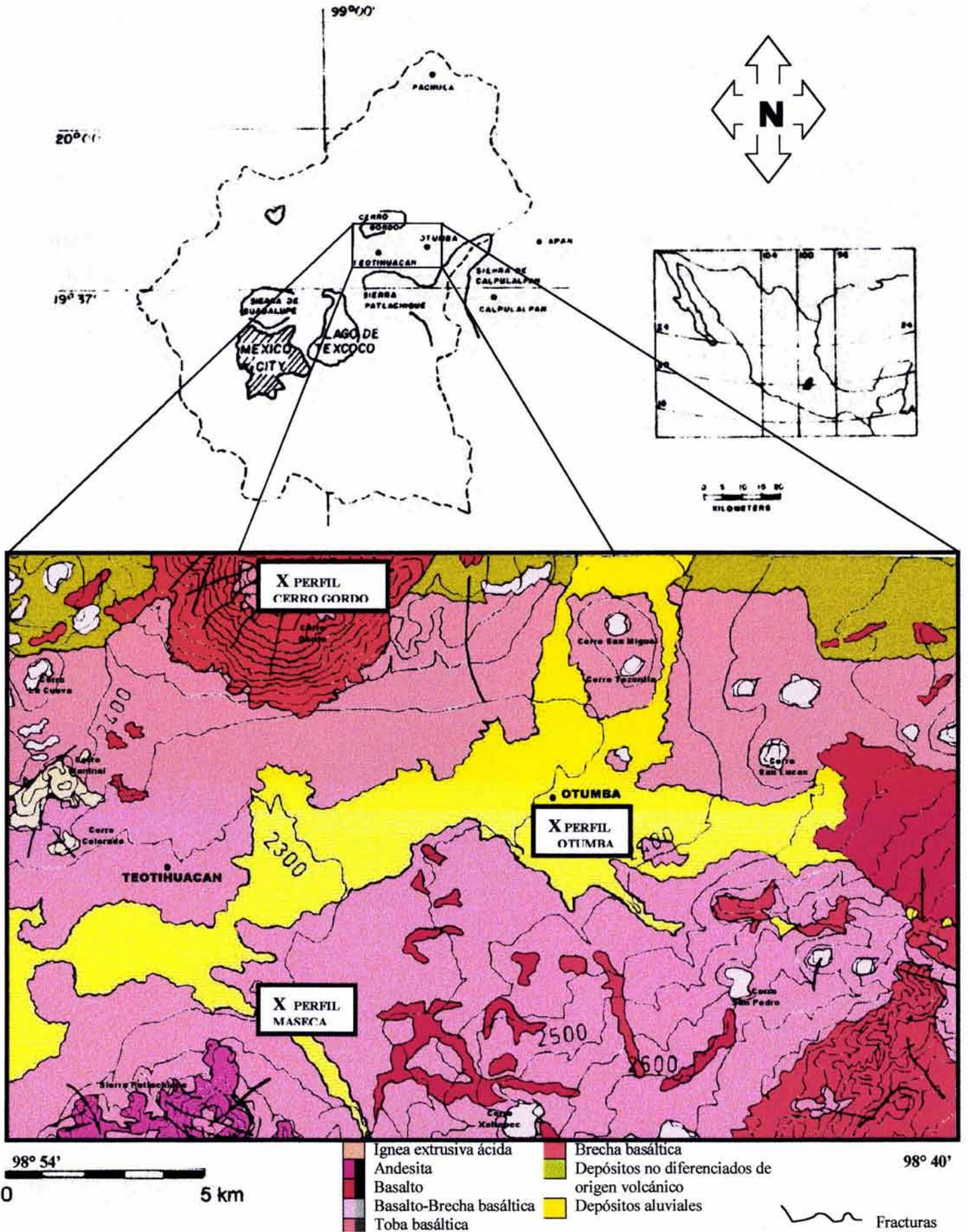
El objetivo principal de este capítulo es ubicar la zona del trabajo de investigación y exponer las generalidades sobre su geología, suelos, vegetación y climas, entre otras, plasmadas principalmente en la cartografía disponible.

### IV.1. UBICACIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Valle de Teotihuacan se localiza en la zona nororiental de la Cuenca de México (Figura 6), entre los paralelos  $19^{\circ} 38'$  y  $19^{\circ} 45'$  de latitud norte y los meridianos  $98^{\circ} 40'$  y  $98^{\circ} 54'$  de longitud oeste, cubriendo una superficie aproximada de  $348 \text{ km}^2$ . Políticamente comprende los municipios de San Martín de las Pirámides, Teotihuacan, Otumba y Axapusco, pertenecientes al Estado de México.

La Cuenca de México, se localiza en el borde meridional de la Mesa Central del Sur, sobre el cual se edificó un tramo de la Faja Volcánica Transmexicana, esencialmente durante el Plioceno-Holoceno. La Cuenca se alarga en dirección NE-SW, con longitud y anchura de aproximadamente 100 y 36 km respectivamente y está delimitada al norte por la Sierra de Pachuca, al oriente por la Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada, al sur por la Sierra de Chichinautzin y al poniente por el Volcán Ajusco y la Sierra de las Cruces.

Figura 6. Localización y Geología Superficial del Valle de Teotihuacan.



## IV.2. GEOLOGÍA DEL VALLE DE TEOTIHUACAN

La geología del Valle de Teotihuacan se encuentra muy ligada al desarrollo de la Cuenca de México, que es una estructura geomorfológica caracterizada por una altiplanicie extensa, escalonada y desmembrada por volcanes aislados, grupos pequeños de volcanes (sierras menores) y grandes cadenas montañosas (sierras mayores). Estas sierras son evidencia del predominio de la actividad volcánica, sobre el modelado erosivo que se identifica en algunos lugares que rodean la Cuenca, con la formación de abanicos y llanos aluviales (Lugo, 1984).

La distribución en espacio y tiempo de la actividad volcánica en la Cuenca, ha permitido la construcción de una historia geológica que comenzó desde el Cretácico hasta el Cuaternario (Vázquez y Jaimes, 1989). La distribución del relieve de origen volcánico en la Cuenca, está indicada por la migración norte-sur de las formaciones, lo que significa que la edad progresiva del relieve volcánico se extiende de norte a sur, estando los volcanes más antiguos y erosionados en la porción norte, mientras que los más jóvenes se encuentran en el sur (Vázquez y Jaimes, 1989).

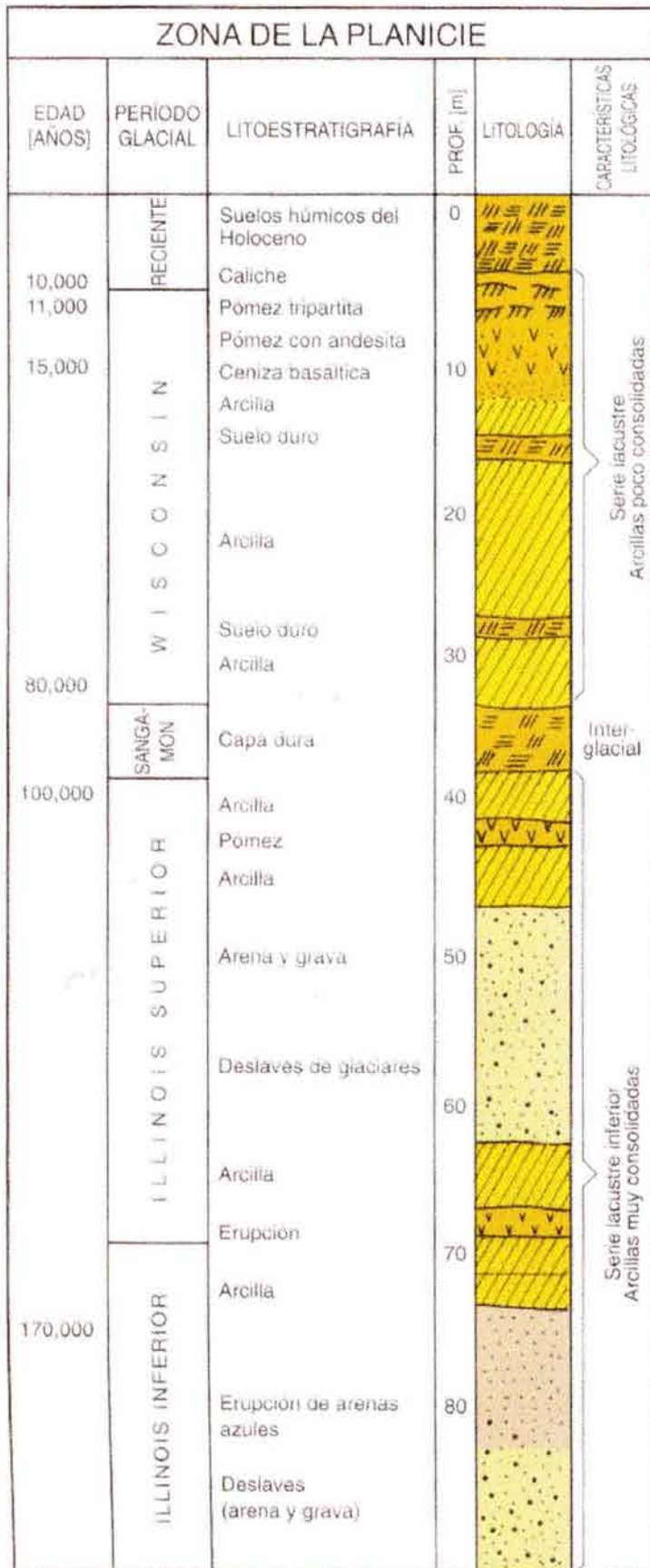
Utilizando los términos de Mooser (1975), la Cuenca de México está constituida por tres zonas fisiográficas: meridional, septentrional y nororiental.

El Valle de Teotihuacan se localiza en la zona nororiental, mostrando una actividad volcánica de edad intermedia, representada por una gran cantidad de volcanes menores. En su paisaje se pueden observar espacios relativamente llanos y extensos; además posee un drenaje poco definido, donde los escasos arroyos se pierden en pequeñas cuencas (Mooser, 1975).

### *Estratigrafía general de la Cuenca de México*

La primera interpretación de la secuencia estratigráfica de la Cuenca de México fue dada por Zeevaert (1951), utilizando depósitos lacustres. Mooser y colaboradores (1996) agregaron información fundamental sobre la interpretación de edades geológicas y las correlaciones establecidas entre los depósitos, clasificándola en zonas del Lago, Transición y Las Lomas. En la Figura 7 se presenta en forma sintética, la interpretación de la estratigrafía propuesta por Federico Mooser y colaboradores (1996).

Los depósitos del Lago corresponden a la planicie de la Cuenca de México, donde se ubica el Valle de Teotihuacan, y según Mooser *et al.* (1996), el factor que dominó el equilibrio de la existencia del lago, fue la temperatura ambiental. Al formarse el lago, cuando desciende la temperatura surgen suelos arcillosos blandos, como resultado del proceso de alteración fisicoquímica de materiales aluviales y cenizas volcánicas en ambientes lacustres, donde existían colonias de microorganismos y vegetación acuática. Si aumentaba la temperatura, el lago disminuía hasta desaparecer y los suelos blandos se consolidaban por deshidratación. Existieron breves interrupciones, por actividad volcánica que cubrió toda la cuenca con mantos de arena basáltica o pumicítica, creando un variado material litológico. En consecuencia, se produjeron transgresiones o regresiones lacustres, dando por resultado el depósito de arcillas o la formación de suelos.



**Figura 7** Estratigrafía general de la Cuenca de México, correspondiente a la Zona de Lago o Planicie, donde se ubica el Valle de Teotihuacan (Mooser *et al.*, 1996).

En la columna, los suelos y paleosuelos estudiados de este trabajo se ubicarían aproximadamente paralelos a la fase final de la Serie lacustre. Entre el periodo glacial conocido en Norteamérica como Wisconsin y el Reciente.

### IV.2.1. Tectónica

Los procesos tectónicos y volcánicos que inciden en la conformación del Valle de Teotihuacan, han formado a través del tiempo, gran variedad de relieves.

En el Valle de Teotihuacan, la actividad tectónica, se manifiesta por medio de fracturas o fallas en la superficie, por las que fluía material magmático configurando domos, estrato-volcanes o conos de escoria.

En el estudio realizado por Mooser (1968) en Teotihuacan, se plantea la existencia de dos sistemas de fracturamientos: el primero se identifica con fracturas dirigidas de NW a SE (parte del Fracturamiento Acambay) y el segundo está formado por fracturas dirigidas del SW al NE, perpendiculares al primer sistema.

A su vez, el sistema NW-SE, está constituido por dos zonas de fracturamiento (sur y norte del valle). En las fracturas ubicadas al sur, se identifican los volcanes de la denominada fractura Patlachique y las del norte sostienen los relieves de la fractura Cerro Gordo.

El sistema perpendicular (SW-NE) está formado por dos zonas de fracturas. La fractura Soltepec constituye el parteaguas oriental, conformado por las estribaciones septentrionales de la Sierra Nevada (Sierra de Río Frío). En ella se distinguen el Cerro Picacho y el Cerro Soltepec. La fractura Coronillas, al oeste, queda definida por el Cerro Chiconautla (hacia el sur de la fractura), el Cerro Coronillas y los conos Tlattepec e Ixtlahuaca (al norte).

Barba (1995) determinó que en el depósito piroclástico sobre el que se asienta la ciudad de Teotihuacan, se localizan diversas depresiones, que observan un comportamiento geológico local. Además, deduce la existencia de otras dos zonas de fracturamiento. La primera la ubica en el sector NW de la zona arqueológica de Teotihuacan (Barba, 1995),



que se extiende desde Oztoyahualco hasta la cara oeste de la Pirámide de la Luna. La segunda se encuentra próxima a la pirámide del Sol, teniendo una orientación aproximada E-W.

#### IV.2.2. Vulcanismo

Mooser (1975) argumenta que el origen del ordenamiento volcánico que dio forma a la Cuenca de México y, por ende, al Valle de Teotihuacan, se debe a: (1) los esfuerzos locales de intrusivos con duración de 1 a 2 millones de años; (2) el calentamiento y enfriamiento de la corteza durante ese tiempo; (3) las distintas erupciones.

El mismo autor plantea que fueron siete las fases eruptivas, que dieron forma a la Cuenca de México: primera y segunda durante el Oligoceno, tercera y cuarta en el Mioceno, la quinta a través del Plioceno y la sexta y séptima durante el Pliopleistoceno y Cuaternario Superior. Las expresiones volcánicas de las fases cuarta, quinta y sexta fueron las que establecieron los límites norte, sur y este del Valle de Teotihuacan.

Las evidencias más antiguas de la actividad de origen volcánico en el Valle de Teotihuacan, corresponden a rocas del Mioceno medio y tardío, visibles en el Cerro Malinalco así como en Cerro Patlachique y en algunos otros afloramientos al norte de Texcoco (Vázquez y Jaimes, 1989). Estas rocas extrusivas están constituidas por andesitas de lamprobolita o augita (Milán, 1991; Barba, 1995), dacitas y tobas (Vázquez y Jaimes, 1989).

La siguiente unidad litoestratigráfica presente, la constituyen las rocas volcánicas del Plioceno temprano (Vázquez y Jaimes, 1989; Milán, 1991; Barba, 1995), visibles en el Cerro Patlachique. Por su posición estratigráfica, Vázquez y Jaimes (1989) incluyen en este grupo la toba Don Guinyó. Estas rocas extrusivas varían de andesitas a dacitas (Vázquez y

Jaimés, 1989; Milán, 1991; Barba, 1995), que se encuentran cubiertas por derrames lávicos, los cuales presentan una incipiente estructura fluidal (Vázquez y Jaimés, 1989; Milán, 1991).

Los materiales emitidos durante la parte final del Plioceno tardío, son lo que se ha denominado Riolita Navajas (Vázquez y Jaimés, 1989; Milán, 1991; Barba, 1995). Se caracterizan por conformar derrames de lava ácida (Milán, 1991), interdigitados con rocas dacíticas y piroclastos de la misma edad (Vázquez y Jaimés, 1989), siendo evidentes en el Cerro de Soltepec (Milán, 1991; Barba, 1995).

Los basaltos pliocénicos, se encuentran entre la Sierra Patlachique y en las lomas del SW del Valle de Teotihuacan. Su composición es de basáltica a andesítica y se distinguen por su morfología redondeada, resultado del intemperismo (Milán, 1991; Barba, 1995).

Otras expresiones del Plioceno se reconocen en los llamados depósitos no diferenciados (Vázquez y Jaimés, 1989; Milán, 1991; Barba, 1995), que son depósitos relacionados con la actividad piroclástica y fluvial durante todo el Plioceno (Vázquez y Jaimés, 1989). Están constituidos por acumulaciones de gravas, arenas, limos y arcillas de origen volcánico.

Milán (1991) menciona que dentro de este grupo, se encuentran las tobas amarillas que afloran en los alrededores de la zona arqueológica de Teotihuacan. Esta unidad, aparece en la porción SW de la zona arqueológica y se caracteriza por su color amarillento y el tamaño de sus partículas limo-arenosas. Las tobas amarillas cubren parcialmente los aglomerados (tezontle). El mismo autor indica que estas tobas cubren los basaltos del Cerro Gordo y las andesitas del Cerro Malinalco.

Para el Cuaternario, el Valle de Teotihuacan mantiene una intensa actividad volcánica, expuesta en las rocas máficas, emitidas por el Cerro Gordo y algunos volcanes aislados en los campos lávicos de Tezontepec-Otumba (Vázquez y Jaimes, 1989; Milán, 1991; Barba 1995).

El Cerro Gordo (3050 msnm) es un estratovolcán basáltico, constituido por capas de lavas y escoria plio-cuaternarias. Además de los estratovolcanes, se conforman los campos lávicos en Otumba y cráteres cineríticos basálticos en la porción oriental del valle, así como derrames basálticos y conos al NW de la zona arqueológica (Milán, 1991). Este grupo volcánico del Cuaternario, está formado por secuencias de flujos lávicos e intercalaciones delgadas de tefra no consolidada (cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria de tamaño lapilli). En cuanto a los derrames lávicos, están conformados por andesita basáltica de olivino con buena estructura fluidal (Vázquez y Jaimes, 1989).

Milán (1991) y Barba (1995) hacen hincapié en los aglomerados, unidad litológica sobre la que se asienta la zona arqueológica de Teotihuacan. Esta unidad consta de brechas de escorias en forma de cordón, huso y almendra, así como abundantes fragmentos de escorias, producidas por el rompimiento de la lava durante el vuelo y el impacto con el terreno. Este aglomerado mejor conocido como tezontle, presenta una granulometría variable, contiene fragmentos menores a 1 cm y hasta bombas de 1.5 m de diámetro. El tezontle es atravesado por derrames lávicos que fluyeron entre el aglomerado, formando estructuras parecidas a diques.

#### **IV.2.3. Depósitos aluviales**

Los depósitos aluviales por sus características litológicas, posición estratigráfica y génesis, son considerados como una sola unidad sedimentaria (Vázquez y Jaimes, 1989).

Estos depósitos afloran básicamente en la parte central del valle y en los cauces de arroyos mayores, donde configuran terrazas de erosión. Están formados por gravas, arenas y limos de origen aluvial, que configuran las planicies del centro del valle (Milán, 1991; Barba 1995).

### **IV.3. CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES DEL VALLE DE TEOTIHUACAN**

En Teotihuacan, las características del clima están determinadas por su altitud y topografía (García, 1968); se observan diferencias en temperatura, precipitación y tipos climáticos tanto en la planicie aluvial, como en los parteaguas de los complejos volcánicos, que limitan su cuenca de captación.

En un paisaje volcánico como el que se expresa en el Valle de Teotihuacan, se hacen visibles los contrastes de resistencia al intemperismo, y su consecuente erosión. Las litologías más débiles presentes en la región, tales como las secuencias piroclásticas no consolidadas conformadas por tobas y aglomerados, se desgastan más rápido que las más duras, constituidas por andesitas, dacitas o basaltos (Lugo, 1989)

#### **IV.3.1. Relieve**

El relieve del Valle de Teotihuacan es el resultado de la conjugación de la actividad volcánica y su erosión, originando valles y acumulación de sedimentos en depresiones fluviales.

Así se tiene que el vulcanismo es el proceso principal formador del relieve. Ha dado origen a elevaciones, derrames de lava y gruesos depósitos piroclásticos que determinan las pendientes del terreno.

Los procesos son acumulativos en donde las pendientes son ligeras; aquí la erosión es mínima, pues no se favorece el escurrimiento del agua que provoque disección. Por tanto los procesos erosivos fluviales tienen lugar en terrenos con mayor inclinación, donde además se presentan procesos gravitacionales.

La planicie aluvial es la forma del relieve más ampliamente representada, como efecto de la acción abrasiva de las corrientes fluviales, que al descender de las partes altas, depositan la carga de materiales arrastrados por el agua. Se pueden encontrar los depósitos de piedemonte, que se distingue por tener espesores gruesos, constituidos por materiales de diversos tamaños. Están constituidos en su mayoría por depósitos volcánicos de caída o flujo, con remoción de gravedad, y que presentan algunas barrancas.

El relieve volcánico se ve afectado por la erosión fluvial, particularmente en la zona de contacto litológico o estructural. Es notoria la formación de pequeños barrancos que disectan las estructuras volcánicas, cuyos flujos se unen en las partes más bajas para alimentar los arroyos que dominan la porción central del valle.

### **IV.3.2. Temperatura**

La insolación en Teotihuacan es una variable constante durante todo el año, pero la máxima expresión se registra en la temporada de sequía, debido a la poca nubosidad (García, 1968). Las temperaturas durante enero en la parte baja del valle (< 2600 m.s.n.m.) son de 10° a 12° C, y conforme aumenta la altitud, específicamente hacia el NW y Sur del valle, descienden a 9° C. En áreas por arriba de 2800 m.s.n.m., disminuyen hasta alcanzar los 0° C. (García, 1968).

Junio registra temperaturas medias en la parte baja del valle de 18° a 19° C. Por arriba de los 2800 m.s.n.m., la temperatura llega a 14° C, mientras que a 4000 m.s.n.m. es

de 6.5° C. La isoterma anual de 15° C se ubica en la parte baja del valle, coincidiendo con la curva de nivel de 2400 m.s.n.m. y al ascender, la temperatura disminuye aproximadamente 0.49° C, cada 100 m de aumento en altitud. Así García (1968) establece la existencia de dos zonas térmicas:

1. zona templada, con temperatura media anual entre 12° y 18° C, desde la parte media más baja hasta 2800 m.s.n.m.
2. zona semifría, con temperatura media anual entre 5° y 12° C a partir de los 2800 y hasta los 4000 m.s.n.m.

### IV.3.3. Precipitación

La orografía afecta la distribución de la humedad y por consiguiente la distribución y cantidad de precipitación. Las variaciones topográficas que se observan en el valle, originan diferencias notables en la cantidad de lluvia, lo que da lugar a climas que varían de semisecos a subhúmedos (García, 1968).

La precipitación total anual en el Valle de Teotihuacan es de 500 a 600 mm y aunque la cantidad de lluvia varía localmente con la exposición de los lugares a los vientos dominantes, aumenta en general, al incrementarse la altitud, hasta alcanzar 1200 mm en las partes más altas (García, 1968).

La temporada de mayor precipitación comprende los meses de mayo a octubre, siendo julio el mes más lluvioso al captar de 100 a 150 mm de lluvia. Cuando se presenta en invierno, representa algo menos del 5% de la precipitación total anual, considerándose que la sequía es característica de la estación fría del año (García, 1968).

#### IV.3.4. Hidrografía

Lorenzo (1968) describió en detalle los aspectos hidrográficos del Valle de Teotihuacan. Las lluvias de verano producen corrientes desde Barranca Grande y Barranca Honda en Cerro Gordo y la Barranca de los Estetes que alimentan al Río San Juan, una corriente estacional hasta los manantiales de San Juan Teotihuacan. El flujo de la ladera norte del Cerro Gordo, forma corrientes adicionales como La Soledad que reúne las de los cerros circundantes, incluyendo el Cerro Paula, para formar la Avenida Cerro Gordo. Esta desaparece debajo de la superficie al norte de Temascalapa. El flujo del Calvario se incorpora al de Cerro Verde hacia Actopan, y se une con la Avenida de Pachuca, al noroeste de la región de Teotihuacan. Los flujos se infiltran al suelo para reaparecer como manantiales, como los que en la actualidad existen en San Juan Teotihuacan (Castilla y Tejero, 1983). No obstante, la perforación de pozos en el valle, ha reducido el caudal de los manantiales de manera importante (Sanders *et al*, 1975).

#### IV.3.5. Vegetación

Las principales comunidades vegetales actualmente representadas en la región de Teotihuacan incluyen: matorral xerófilo y de encino (*Quercus microphylla*), pastizal, bosque de encinos (*Quercus* spp.), vegetación acuática y vegetación antropogénica.

Las descripciones de las comunidades y sus componentes más destacados, fueron realizadas por Rzedowski (1957) y Castilla y Tejero (1983).

El matorral xerófilo, es el tipo de vegetación que predomina en terrenos accidentados, pendientes suaves y cerros del área de estudio hasta aproximadamente 2750 m.s.n.m.. Este tipo de vegetación es el que predomina en la región teotihuacana. Castilla y

Tejero (1983) la asocian a Leptosoles y Phaeozems, ubicados en la ladera SE del Cerro Gordo a una elevación de 2700 m.s.n.m..

El matorral de encino se puede encontrar en la zona transicional, entre el matorral xerófilo y el bosque de encino, a partir de 2850 y hasta 3000 m.s.n.m. en la ladera sur, y desde 2700 a 2800 ms.n.m. en la ladera norte del Cerro Gordo.

El pastizal es la vegetación de menor extensión en el área de estudio encontrándose principalmente en sitios de menor pendiente entre 2400 y 3050 m.s.n.m.

La comunidad de bosque de encino, está restringida a la ladera norte del Cerro Gordo fluctuando de 2800 a 3050 m.s.n.m., lo que conforma un bosque denso de aproximadamente 5 m de altura.

La vegetación antropógena representa la producción de cultivos comerciales tales como cebada, maíz, tuna blanca, maguey y alfalfa.

Los estudios de flora y vegetación llevados a cabo en la región de Teotihuacan, han sido muy generales con respecto a la vegetación acuática, que caracteriza la zona de manantiales al sur de San Juan Teotihuacan. Las especies encontradas en canales, zanjas y a la orilla de las parcelas de cultivo, forman asociaciones fragmentarias y perturbadas correspondientes a condiciones dulceacuícolas (Rzedowski, 1957).

#### **IV.3.6. Suelos**

Los tipos principales de suelos que caracterizan la región en la actualidad incluyen Phaeozems (48%), Vertisoles (16%), Cambisoles (13%) y Leptosoles (13.5%). El nombre de estos suelos es dado por la clasificación de FAO-UNESCO (1994) y la WRB (1998).

La formación de Vertisoles en el suroeste de la región de Teotihuacan, se ha relacionado con depósitos lacustres y aluviales. En la actualidad, la mayor parte de esta



zona se encuentra bajo riego. Los Vertisoles del sureste (Sierra Patlachique) y al norte del Cerro Gordo, podrían ser producto de la intemperización de basaltos. Los Phaeozems y Cambisoles, se formaron a partir de materiales no consolidados (tobas, ceniza volcánica, entre otros) y son muy susceptibles a procesos erosivos eólicos e hídricos.

#### IV.4. PALEOSUELOS DEL VALLE DE TEOTIHUACAN

Los estratos identificados de manera tentativa como paleosuelos, en los perfiles llevados a cabo durante las temporadas de campo de 1992, 1994, 1995 y 1999 por parte del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, muestran que éstos se caracterizan por presentar las siguientes propiedades:

- Están constituidos por la superposición de diversos horizontes diagnósticos y capas de aluvión volcanogénico (Gama, *et al.*, 2000). Cada una de dichas discontinuidades muestra diferente edad y distinto grado de desarrollo, lo cual es distintivo de suelos policíclicos. Según los datos obtenidos por  $^{14}\text{C}$ , se formaron en diferentes épocas, desde el Pleistoceno Tardío ( $22,670 \pm 290$  a.P.) hasta el Holoceno-Reciente ( $380 \pm 70$  a.P.). (McClung *et al.*, 2003).
- Los perfiles que corresponden al período de ocupación de la Cultura Teotihuacana, están constituidos por dos o más horizontes Ap y Ah, superpuestos de modo vertical y cuyas características han evolucionado conjuntamente. De acuerdo al criterio de Smolikova (1967), se consideran como pedocomplejos y generalmente, son representativos de ciclos cortos de estabilidad del paisaje (Jasso, *et al.*, 2002). La duración de estos ciclos depende tanto de la presencia de eventos catastróficos de orden natural, como de la intensidad y duración del impacto antropogénico y tecnogénico sobre el suelo. Para el Valle de Teotihuacan, se estima que este impacto se inició desde aproximadamente 3100 a.P

## CAPÍTULO V. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados más significativos de los análisis físicos, químicos, mineralógicos, micromorfológicos y de fitolitos, de los suelos y paleosuelos de la región de estudio.

### V.1. MORFOLOGÍA

#### V.1.1. Macromorfología

**Perfil Cerro Gordo.** El perfil está constituido por dos suelos: el moderno, superficial y un suelo sepultado (paleosuelo), el cual es reconocible gracias a la presencia del horizonte 2A debajo de un material con menos alteración pedogenética (BC).

En el perfil se distinguieron los siguientes horizontes: Ap, Ah, AB, BC, 2A, 2B/E, 2Bt1, 2Bt2 y 2BtC, con base en sus propiedades distintivas (color, textura, estructura, entre otros rasgos pedológicos) como se observa en la Figura 8.

Los horizontes A (Ap y Ah) modernos presentan características similares. Sus colores pardos oscuros, denotan la presencia de materia orgánica. Ap muestra colores más claros que Ah, debido a la deforestación y cultivación a la que ha sido sometido.

El horizonte AB se ubica al percibir una variación en la textura al tacto, que cambia a limo-arcillosa y de una estructura en bloques subangulares, aunque el color pardo todavía denota la presencia de materia orgánica. La ausencia de un horizonte B es característico de un desarrollo moderado de este suelo, el cual ha sido clasificado como *Cambisol crómico*. El siguiente horizonte, 2A, posee una mayor cantidad de materia orgánica, dándole una coloración más oscura que los horizontes supra y subyacentes. Tanto 2A como 2B/E muestran películas de arcilla muy delgadas sobre la superficie del ped.

Los horizontes 2Bt1 y 2Bt2, presentan cambios en coloración (pardo amarillento), su textura se vuelve más arcillosa, aumentan las películas de arcilla y la estructura cambia a prismas que rompen en bloques subangulares. En 2Bt2 son visibles nódulos de hierro y escasas películas de manganeso zonales y discontinuas.

En el horizonte 2BtC se puede percibir un cambio en textura al tacto, al aumentar el material tamaño limo, además la estructura es principalmente en bloques subangulares de tamaño grande, y muestra una predominancia marcada de fragmentos de roca. Este suelo que muestra alto grado de desarrollo se ha clasificado como un *Luvisol crómico*.

**Perfil Maseca.** En este perfil, se pueden observar también la presencia de dos suelos, representados por un suelo moderno superficial, y un paleosuelo, el cual fue identificable por la presencia de un horizonte 2Btg1, el cual subyace a un horizonte C con menor alteración pedogenética.

Fueron distinguibles los siguientes horizontes: Ap, Bk, C, 2Btg1, 2Btg2 y 2C, que se determinaron de acuerdo a la descripción de sus propiedades pedológicas, mostradas en la Figura 9.

El horizonte Ap del suelo moderno presenta un color pardo claro debido a la presencia de materia orgánica. Debido a su consistencia suelta, muestra una estructura débil- Se observa mezclado con restos de cerámica pequeños (1-5 cm de largo) y desgastados, además de fragmentos de caliche y rocas (de composición básica) distribuidas al azar, lo que muestra el manejo humano al que ha sido expuesto.

En Bk, el color del horizonte cambia a pardo amarillento, incrementándose la fracción de limo y se pueden identificar dos tipos de estructuras en bloques angulares y prismas moderadamente desarrollados. Una evidencia de la alteración de este horizonte es su

carácter quebradizo. Las inclusiones de carbonato de calcio que rellenan fisuras y huellas de raíces es el rasgo distintivo de este horizonte. La presencia de un horizonte B demuestra un mayor desarrollo en el suelo, debido a que los rasgos dominantes son la desaparición de toda o gran parte de la estructura de la roca original. Este suelo fue clasificado como *Calcisol háplico* de acuerdo a la WRB (1998). Sin embargo, debe hacerse notar que la clasificación dada, responde únicamente a un criterio práctico en cuanto a las características morfológicas del perfil, pero no en cuanto a su génesis.

La acumulación de arcilla en forma de películas sobre la superficie del ped (cutanes) y la aparición de propiedades gléyicas son lo que hace particularmente interesantes a los horizontes sepultados Btg (2Btg1 y 2Btg2).

Los materiales del suelo desarrollaron propiedades gléyicas (del nombre local ruso *gley*, masa de suelo orgánico) porque estaban completamente saturados con agua freática, por un período que permitiera la ocurrencia de **condiciones reductoras**. Estas condiciones son evidentes por: la presencia de óxidos de hierro ( $Fe^{3+}$ ) y manganeso ( $Mn^{4+}$ ) distribuidos de forma irregular, además de un patrón de color gléyico. Este patrón se expresa por colores azulados o verdosos, como resultado de un gradiente redox (WRB, 1998) entre el agua freática y una zona de aireación. En un material arcilloso predominan los colores azul-grisáceos (incluso verde) debido a hidroxisales de hierro (“herrumbe verde”).

En el siguiente horizonte, 2C, la textura al tacto se percibe con un aumento en la fracción gruesa, al ser areno-limosa, además disminuyen la presencia de películas de materia orgánica y de manganeso.

De acuerdo a sus propiedades este suelo, fue clasificado como un *Luvisol estágnico*, el cual se considera posee un alto grado de desarrollo.

**Perfil Otumba.** Este perfil también muestra la presencia de dos suelos: uno moderno y otro sepultado, aunque este último posee menor desarrollo que los paleosuelos de las otras dos localidades. El paleosuelo fue reconocible debido a la presencia de un horizonte 2A, que tiene como evidencia un color pardo oscuro por la mayor cantidad de materia orgánica que posee, en comparación al horizonte transicional AB, al que subyace. Los horizontes reconocidos (mostrados en la Figura 10) fueron: Ap, AB, 2A, 2AB y 2C.

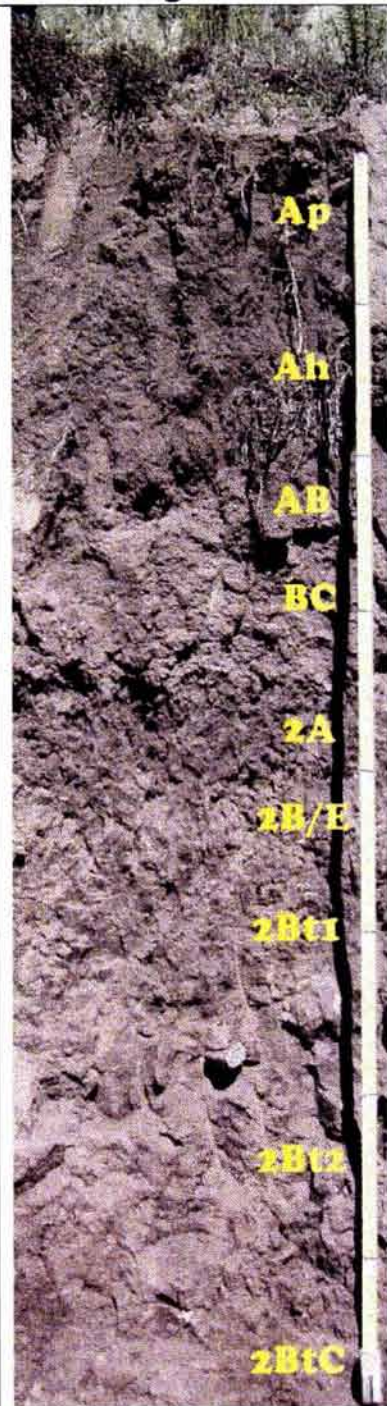
El horizonte Ap muestra una estructura débil, debido a su consistencia tan suelta. Su color pardo claro, además de la presencia de utensilios de cerámica, sirve de evidencia del manejo humano al que ha sido sometido.

Por debajo, se encuentra AB, identificable por el cambio de textura a limo-arcillosa y la presencia de una estructura incipiente en bloques subangulares, además de presentar un color más claro que 2A. La falta de un horizonte B, muestra el poco desarrollo del suelo.

2AB, presenta un incremento en la fracción limo, a diferencia de 2A, que es más arcilloso, pero se mantiene una estructura en bloques subangulares.

El horizonte 2C, aumenta su contenido en fracción arena, y su estructura es en bloques angulares. Su extrema dureza denota que se trata de un material con poca alteración pedogenética.

Dada la presencia de estos dos suelos de poco desarrollo, que muestra la ciclicidad de los eventos sedimentarios (fluviales), se ha clasificado al perfil como *Fluvisol mólico*.

**Figura 8****PERFIL CERRO GORDO****Altura: 2948 msnm****Posición: 19° 44' 55" N; 98° 49' 24" W**

**Horizonte Ap; Profundidad 0 -15 cm.** Horizonte cultivado. Pardo; textura areno-limosa; estructura en bloques subangulares débilmente desarrollados, de tamaño fino a medio (5-20 mm); blando y friable; no adhesivo y ligeramente plástico; poros abundantes, gruesos (> 5mm) y de forma tubular; materia orgánica recubriendo las superficies de bloques; abundancia de gravas en la parte superior del horizonte; raíces gruesas, abundantes; límite claro e irregular. Se observa la presencia de material redepositado, por procesos erosivos, tal vez debido a las temporadas de lluvia.

**Horizonte Ah; Profundidad 15 – 31 cm.** Horizonte con presencia de materia orgánica. Pardo oscuro; textura limo-arenosa; estructura en bloques subangulares, moderadamente desarrollados de tamaño medio a grueso (10-50 mm), que rompen en granulos; duro y friable; moderadamente adhesivo y ligeramente plástico; poros comunes, de medianos a gruesos (2-5 mm) en forma tubular; gravas frecuentes, subredondeadas; raíces frecuentes de grosor medio; límite gradual e irregular.

**Horizonte AB; Profundidad 31 – 46 cm.** Pardo; textura limo-arcillosa; estructura en bloques subangulares de tamaño medio a grueso (10-50 mm), bien estructurados (moderadamente fuertes), los bloques son más abundantes que en el horizonte superior; duro y friable; adhesividad y plasticidad moderadas; poros comunes, medianos (2-5 mm) de formas irregulares y tubulares; gravas frecuentes, de subredondeadas a subangulares; las raíces son frecuentes y tienen un grosor de fino a medio; límite gradual a claro e irregular.

**Horizonte BC; Profundidad 46 – 71 cm.** Pardo pálido; textura limo-arcillosa; estructura en bloques angulares de gruesos a muy gruesos (20-50 mm), bien formados; duro y friable; adhesividad y plasticidad fuertes; poros comunes, medianos de formas tubulares e irregulares; presencia de películas de arcilla (menos del 10% de la superficie) presentan un color rojizo y con un espesor aproximado de 0.5 mm, también hay impregnaciones de materia orgánica; gravas escasas, subangulares; raíces escasas y finas; límite claro y plano.

**Horizonte 2A; Profundidad 71 – 82 cm.** Horizonte con presencia de materia orgánica. Pardo; textura limo-arcillosa; estructura en bloques angulares y subangulares de tamaño fino a medio (5-20 mm), moderadamente fuertes, bien estructurados; ligeramente duro y friable (muy erodable); adhesividad y plasticidad moderadas; poros de pocos a comunes, de tamaño muy fino a fino, forma irregular; presencia de películas de arcilla color pardo rojizo, con un espesor aprox. < 1 mm, también hay impregnaciones de materia orgánica que rellenan fracturas, junto con películas de limo color pardo claro; gravas de formas angulares, muy escasas; muy pocas raíces, sumamente pequeñas; límite claro e irregular.

**Horizonte 2B/E; Profundidad 82 - 92 cm.** Pardo; textura limo-arcillosa; estructura en bloques subangulares de tamaño fino a grueso (5-50 mm), bien estructurado; duro y firme; adhesividad y plasticidad moderadas; poros comunes, de medianos a gruesos; películas de arcilla pardo rojizas y de materia orgánica acumuladas en huellas de raíces, recubrimientos de material limoso, todas las películas tienen un espesor < 1 mm; gravas angulares, escasas; fisuras con espesor > 3 mm y que atraviesan desde el horizonte suprayacente; raíces de frecuentes a abundantes, de grosor medio a grueso; límite difuso e irregular.

**Horizonte 2Bt1; Profundidad 92 – 110 cm.** Pardo amarillento; textura arcillo-limosa; estructura en prismas, que rompe en bloques subangulares medianos a gruesos (10-50 mm), moderadamente bien desarrollados; duro y firme; adhesividad y plasticidad ligeras; poros de abundantes a comunes, de tamaño fino a mediano, irregulares, tubulares y vesiculares; abundantes películas de arcilla con materia orgánica y que rellenan huellas de raíces, hay menos recubrimientos de limo con respecto al horizonte superior, la materia orgánica quizás llegó por eluviación; gravas de angulares a subangulares y muy escasas; finamente fisurado sobre la superficie de los peds; límite gradual e irregular.

**Horizonte 2Bt2; Profundidad 110 – 163 cm.** Pardo; textura arcillo-limosa; estructura en prismas y bloques más grandes que en Bt1, de tamaño medio a muy grueso (20-100 mm), fuerte, bien desarrollada; firme y duro; adhesividad y plasticidad moderadas; poros comunes, de finos a medianos, con formas irregulares y tubulares; presencia de películas de arcilla pardo-rojizas con impregnaciones de materia orgánica (pero menos que en Bt1), hay películas de manganeso y que llegan al interior de los peds, también hay recubrimientos de limo de color pardo claro; gravas angulares, más abundantes que en el horizonte superior; muy finamente fisurado en la superficie de los peds con un ancho < 3 mm; hay concreciones de Fe muy finas y escasas, color anaranjado; límite claro e irregular.

**Horizonte 2BtC; Profundidad > 163 cm.** Pardo oscuro; textura limo-arcillosa; estructura en bloques subangulares y gruesos (20-50 mm), moderadamente desarrollada; duro y firme; adhesividad y plasticidad ligeras; poros de pocos a comunes, de forme irregular; presencia de películas de arcilla muy finas (< 1 mm de espesor) y pardo claro con impregnación de materia orgánica (< 1 mm de espesor) y manganeso; abundancia de fragmentos de rocas básicas (mayor concentración del perfil); posible coluvión como posible material parental.

**Figura 9****PERFIL MASECA****Altura: 2320 msnm****Posición: 19° 39' 55'' N; 98° 49' 16.07'' W**

**Horizonte Ap; Profundidad 0 – 22 cm.** Horizonte cultivado con restos de cerámica en la parte superficial. Pardo; textura arenosa; estructura pobremente desarrollada, se llegan a formar algunos gránulos que conforman bloques subangulosos de tamaño fino a medio (5-20 mm) ; blando y suelto; adhesividad y plasticidad ligeras; se llegan a observar poros en los pequeños gránulos y bloques subangulares, llegan a ser abundantes de tamaño mediano a grueso y de formas tabular e irregular; gravas abundantes de forme angular y subangular; raíces abundantes de grosor medio a grueso; límite claro e irregular. Se observan carbonatos mezclados con el horizonte (fragmentos de caliche), algunos rellenan huellas de raíces. Las rocas que conforman las gravas son de basaltos.

**Horizonte Bk; Profundidad 22 – 102 cm.** Pardo amarillento oscuro; textura areno-limosa; dos tipos de estructuras, en bloques angulares gruesos y prismas gruesos (50 -100 mm), moderadamente desarrollados; duro y friable; adhesividad de nula a ligera con plasticidad ligera; presencia de poros de comunes a abundantes, de tamaño mediano a grueso, en formas irregulares, vesiculares y tubulares; películas de arcilla y materia orgánica muy escasas, las que se llegan a observar llegan hasta el interior del ped; gravas muy escasas de angulares a subangulares; fisuras muy grandes, que atraviesan el ped, rellenas de carbonato de calcio, que también rellena huellas de raíces; límite claro e irregular.

**Horizonte C; Profundidad 102 – 120 cm.** Pardo amarillento oscuro; textura arenosa; estructura en bloques subangulares y angulares gruesos (20-50 mm), moderadamente desarrollados; duro y friable; adhesividad y plasticidad nulas; poros muy abundantes de tamaño medio a grueso, de formas irregulares y tubulares; gravas muy escasas de formas angulares; escasamente fisurado, de grosor fino; presencia de huellas de raíces; límite claro y ondulado.

**Horizonte 2Btg1; Profundidad 120 – 170 cm.** Pardo amarillento claro, con motas color gris-azul metálico y anaranjadas, más escasas y pequeñas; textura limo-arcillosa; estructura en bloques subangulares de tamaño medio a grueso (10-50 mm), bien estructurados; duro y friable; adhesividad y plasticidad ligeras; poros de pocos a comunes de tamaño fino a medio; presencia de películas de arcilla pardo claro y de hierro de un color gris-azul metálico que recubren la superficie y llegan hasta el interior del ped; gravas muy escasas, de formas angulares; fisuras de tamaño medio que llegan hasta el interior del ped; las huellas de raíces son rellenas por películas de hierro; concreciones de hierro de color anaranjado, escasas y de tamaño fino; las películas de hierro se distribuyen en motas de tamaño mediano y abundantes; límite gradual e irregular. Se llegan a observar regiones superficiales (<5%) brillosas.

**Horizonte 2Btg2; Profundidad 170 – 200 cm.** Pardo, con motas color gris-azul metálico pero en menor cantidad que en el horizonte superior; textura limo-arcillosa; estructura prismática de tamaño medio, que rompe en bloques finos angulares (5-10 mm), moderadamente fuertes; duro y friable; adhesividad y plasticidad ligeras; poros comunes, de tamaño fino; formas irregulares; películas de arcilla color pardo claro, muy delgadas (espesor < 1 mm), también hay recubrimientos de limo (espesor < 2 mm), existen recubrimientos gris-azul metálico que rellenan fisuras; gravas escasas, de formas angulares; presencia de fisuras que atraviesan hasta el interior del ped; las motas gris-azul metálico son frecuentes y de tamaño mediano; presencia de algunas superficies brillosas en los peds; límite claro e irregular.

**Horizonte 2C; Profundidad > 200 cm.** Pardo amarillento oscuro; textura areno-limosa; estructura en bloques angulares gruesos (20 – 50 mm), poco desarrollados, duro y friable; poros comunes de tamaño mediano y de forma irregular; recubrimientos de limo escasos (color pardo-claro), pocas películas de materia orgánica y de manganeso, que llegan hasta el interior de los peds; gravas muy escasas, angulares; presencia de fisuras.

**Figura 10****PERFIL OTUMBA****Altura: 2314 msnm****Posición: 19° 41' 32" N; 98° 45' 49" W**

**Horizonte Ap; Profundidad 0 – 22 cm.** Horizonte con presencia de materia orgánica. Pardo grisáceo muy oscuro; textura arenosa; carente de estructura, sin agregación; consistencia suelta; adhesividad y plasticidad de nulas a ligeras; gravas frecuentes de angulosas a subangulares; raíces abundantes de tamaño medio a grueso (2-5 mm); presencia de cerámica en la parte superficial; límite gradual y ondulado.

**Horizonte AB; Profundidad 22 – 50 cm.** Pardo grisáceo muy oscuro; textura limo-arcillosa; estructura en bloques subangulares de tamaño fino a medio (5-20 mm), moderados; blando y friable; adhesividad y plasticidad ligeras; presencia de poros abundantes de tamaño muy fino a medio (1-5 mm), de formas irregulares y tubulares; gravas muy escasas, de formas angulares; raíces frecuentes, sobre todo en la parte interna del ped, de grosor fino a medio (; límite claro y ondulado.

**Horizonte 2A; Profundidad 50 – 92 cm.** Pardo grisáceo; textura arcillo-limosa; estructura en bloques subangulares de tamaño medio (10-20 mm), que rompen en granulos, moderadamente desarrollados; consistencia al seco blando y al húmedo friable; adhesividad y plasticidad de ligeras a moderadas; poros de comunes a abundantes, de tamaño fino a grueso, en formas irregulares y tubulares; presencia de gravas en formas angulares a subangulares, en cantidades de muy escasas a escasas (formadas por basalto); presencia de raíces frecuentes de grosor fino a medio, que atraviesan todo el ped; límite claro e irregular.

**Horizonte 2AB; Profundidad 92 – 122 cm.** Pardo; textura limo-arcillosa; estructura en bloques subangulares medios (10-20 mm), moderadamente estructurados; consistencia en seco duro y en húmedo seco; adhesividad y plasticidad de moderada a ligera; poros de comunes a abundantes, de tamaño fino a mediano, de formas irregulares y tubulares; revestimientos de limo de color pardo claro en la superficie del ped de un espesor < 1 mm; gravas muy escasas, de forma angular; la superficie del ped se encuentra muy finamente figurado; presencia de huellas de raíces; límite claro e irregular.

**Horizonte 2C; Profundidad > 122 cm.** Pardo oscuro; textura limo-arena muy fina; estructura en bloques angulares de tamaño fino a medio (5-20 mm), moderadamente desarrollados; consistencia al húmedo firme, al seco extremadamente duro; poros comunes de tamaño fino a mediano, de formas irregulares, vesiculares y tubulares; recubrimientos de material fino como limo de color pardo claro, escasos; gravas muy escasas de tamaño pequeño y angulares (presencia de basalto); presencia de raíces de grosor fino a medio, muy escasas, pero se observan mejor en la parte interna del ped.



### V.1.2. Micromorfología

**Perfil Cerro Gordo.** Las propiedades micromorfológicas de este perfil, reflejan claramente la presencia del suelo moderno y el paleosuelo. El primero está caracterizado por contener grandes cantidades de componentes orgánicos (tejidos de plantas, excrementos y material fino) (Figura 11a, b, c y e) mientras que el suelo sepultado muestra acumulación de arcilla principalmente (Figura 11f, g y h). Otro rasgo distintivo entre los dos suelos es su microestructura, predominantemente granular en el suelo moderno (Figura 11a y c) y en forma de bloques subangulares y angulares en el paleosuelo (Figura 11h, i). Aunque dentro de algunos horizontes sepultados hay presencia de estructura granular, como lo es el horizonte 2B/E.

Los horizontes modernos también se caracterizan por la presencia de cavidades hechas por organismos, en las cuales se observa el relleno de material de horizontes superiores. Así es posible observar partículas minerales de tamaño arena, relleno de cavidades de una matriz de limo y arcilla.

La porosidad de los horizontes modernos da un carácter esponjoso a su microestructura (Figura 11a, c). La predominancia de la iluviación de arcilla en el paleosuelo reduce la porosidad. En cuanto a la forma, se observa una mayor presencia de cámaras y canales en los horizontes superficiales, mientras que en los horizontes 2Bt sepultados, existen cavidades planares (Figura 11i), sobre todo aquéllas que se encuentran separando bloques.

Los horizontes A modernos son los que presentan una mayor proporción de cortes de raíces y excrementos (también considerados como rasgos pedológicos) (Figura 11a y e). En el horizonte Ap, los restos de plantas son tan frescos que conservan sus pigmentos originales (color verde, que bajo nicoles cruzados se observa con anisotropía). Pero a partir

del horizonte Ah, se observan tejidos de plantas con colores pardo oscuros, indicadores de un mayor grado de descomposición (Figura 11b y c). El material fino de origen orgánico es aquél que impregna a la parte mineral y presenta colores pardo amarillentos a oscuros, opacos (Figura 11c).

En la matriz del suelo se encontraron fitolitos de células largas, así como en algunos restos de tejidos orgánicos (escala de observación 40x). El estudio morfológico de estos, se presenta en el apartado correspondiente.

Los excrementos de organismos se encuentran relleno de cámaras y a lo largo de canales. También es frecuente ubicarlos en los espacios ocupados por cortes de raíces (Figura 11a y e). Estos rasgos pedológicos de tipo excretal, se acomodan de forma suelta y discontinua, abundan las formas esferoidales (asociadas a la actividad de anélidos), pero también existen de formas alargadas.

La iluviación de arcilla es evidente desde el horizonte BC moderno, pero se concentra en mayor cantidad en los horizontes sepultados, observándose como recubrimientos o cutanes (llamados también rasgos pedológicos texturales). Estos cutanes son de dos tipos: (1) los que presentan colores pardo oscuros y rojizos, dados por la presencia de compuestos de hierro y materia orgánica, e incluso limo. Estos cutanes llegan a presentar microlaminaciones (Figura 11g) y (2) cutanes de color pardo amarillento, mucho más limpios y translúcidos, y muy poco microlaminados (Figura 11f y h).

Los cutanes rellenan las paredes internas de las cavidades (hiporrevestimientos) y cuando se forman alrededor de ellas se observan estriadas (fábrica poroestriada). También se llegan a observar recubriendo los bordes de fragmentos de rocas. Los cutanes se comportan como un solo cristal orientado, mostrando figuras de extinción que se van desplazando.

Los horizontes sepultados 2Bt son los que presentan la mayor cantidad de recubrimientos de arcilla de color amarillento. Aquí se puede observar que tienen más microlaminación e incluso laminación convoluta.

Dentro de los cutanes de arcilla, no se puede dejar de lado aquéllos que se encuentran fragmentados y son redondeados a subredondeados, los cuales se concentran principalmente en el suelo moderno (Figura 11a y b). Estos cutanes que no fueron formados *in situ* (debido a sus formas y además de que no rellenan cavidades) son de colores pardo amarillento a pardo rojizo oscuros. Se pueden observar entre los agregados y mezclados con material orgánico, limo y compuestos de hierro, además de presentar microlaminaciones. Estos fragmentos, al observarse en nicoles cruzados bajo el microscopio petrográfico, dan un carácter moteado a la matriz del suelo de los horizontes modernos, donde el material orgánico fino enmascara las propiedades ópticas de los minerales, debido a los colores de interferencia que presenta cada fragmento.

Otro rasgo pedológico importante son los nódulos de hierro-manganeso, los cuales tienen una baja concentración a lo largo de todo el perfil, aunque aumentan ligeramente en los horizontes sepultados, pero no de forma significativa. Estos nódulos tienen colores pardo rojizos, de formas redondeadas a subredondeadas (típicos), y algunos amorfos, y llegan a impregnar a los minerales de tamaño arena y limo. También son impregnados por material orgánico fino, lo que les llega a dar colores pardo oscuros. El color rojizo de algunos de ellos, puede indicar la presencia de compuestos de hierro. En el horizonte BC aparecen nódulos pseudomorfos de cristales de biotita como el observado en la Figura 11d.

Una característica distintiva de los horizontes sepultados es la presencia de revestimientos de hierro en la parte interna de las paredes de cavidades

(hiporrevestimientos), los cuales son más predominantes en los horizontes 2Bt (Figura 11f, h, i).

Si bien cada suelo, presenta características distintivas, existen otras que son constantes en ambos. La relación de la parte mineral y materiales orgánicos se encuentra en una proporción aproximada de 60%/40% respectivamente. Los minerales de fracciones arena y limo presentes son en orden de predominancia: plagioclasas cálcicas (del tipo albita, oligoclasa y andesina), piroxenos (augita e hiperstena), anfíboles (hornblenda), minerales opacos, vidrio volcánico, cuarzo y mica sumamente escasos. En general, los minerales se encuentran frescos, y bien desarrollados, aunque en ciertos horizontes como el 2A se observa que los piroxenos y anfíboles presentan poca alteración a óxidos de hierro. La presencia de minerales más finos observables por medio de colores pardo rojizo a pardo amarillento, es también regular en todo el perfil.

Los fragmentos de roca son comunes en todo el perfil, aunque varían en composición, siendo más abundantes en los horizontes transicionales entre BC.

- Los fragmentos de composición basáltica son los más representativos. Son de tamaño medio (< 5 mm), holocristalinos, compuestos en su totalidad de plagioclasas cálcicas, equigranulares, muy poco alteradas, pero que en algunas cristales se observan huellas de disolución. En algunos fragmentos se llega a observar una textura porfirica, con una matriz vítrea con microcristales de plagioclasas cálcicas.
- Fragmentos de rocas con textura felsítica (en horizontes BC y 2A), relacionadas tal vez con actividad hidrotermal.

Además de que en 2BtC, se ubica la mayor cantidad de fragmentos de roca de todo el perfil.

**Figura 11. Microfotografías de las secciones delgadas del Perfil Cerro Gordo.**

**a. Horizonte Ap.** Excrementos, probablemente de anélidos relleno una cavidad que también se encuentra ocupada por un tejido vegetal muy fresco y que conserva sus pigmentos originales. En la esquina superior derecha, se observa un fragmento de cutan redepositado color pardo-amarillento y que no presenta microlaminaciones. Observación con luz natural.

**b. Horizonte Ah.** Al centro restos de un tejido vegetal con colores pardo-oscuros, debido a una mayor evolución de la materia orgánica. En la esquina superior izquierda, se observa un fragmento de cutan de arcilla redepositado en una matriz de material fino orgánico y óxidos de hierro. Los colores claros son cristales de plagioclasa de tamaño arena. Observación con luz natural.

**c. Horizonte Ah.** Microestructura granular moderadamente desarrollada compuesta principalmente por materia orgánica fina, también es observable un tejido vegetal pardo-oscuro debido a la mayor evolución de la materia orgánica. Observación con luz natural.

**d. Horizonte BC.** Nódulo de hierro, pseudomorfo de un cristal de biotita. Se encuentra sobre una matriz de materiales finos de limo y arcilla. Observación con luz natural.

**e. Horizonte BC.** Corte de una raíz vegetal que ocupa una cavidad rellena por excrementos de organismos que se encuentran más compactados que en horizontes superiores. Observación con luz natural.

**f. Horizonte 2A.** Hiporrevestimiento de hierro y materia orgánica en la pared de una cavidad ubicada en una matriz de limo y arcilla. Los tonos amarillo claros, son recubrimientos de arcilla formada *in situ*, que comienzan a ser evidentes en este horizonte. Observación con luz natural.

**g. Horizonte 2Bt1.** Recubrimiento de arcilla (cutan) formado *in situ* con colores pardo oscuros y rojizos, debido a la presencia de compuestos hierro y materia orgánica. Las microlaminaciones que lo conforman indican eventos de iluviación. La birrefringencia que presenta es producto de la orientación de la arcilla, comportándose como un solo cristal. Observación con nicoles cruzados.

**h. Horizonte 2Bt.** Hiporrevestimiento de hierro en una cavidad que presenta estriaciones (ubicadas con las flechas) en revestimientos de arcilla de tonos amarillo claros. Observación con luz natural.

**i. Horizonte 2Bt2.** Hiporrevestimiento de hierro y tal vez materia orgánica, debido a los colores pardo-oscuros que presenta, ubicado entre el límite de bloques subangulares que presentan una matriz de materiales finos. Observación con luz natural.

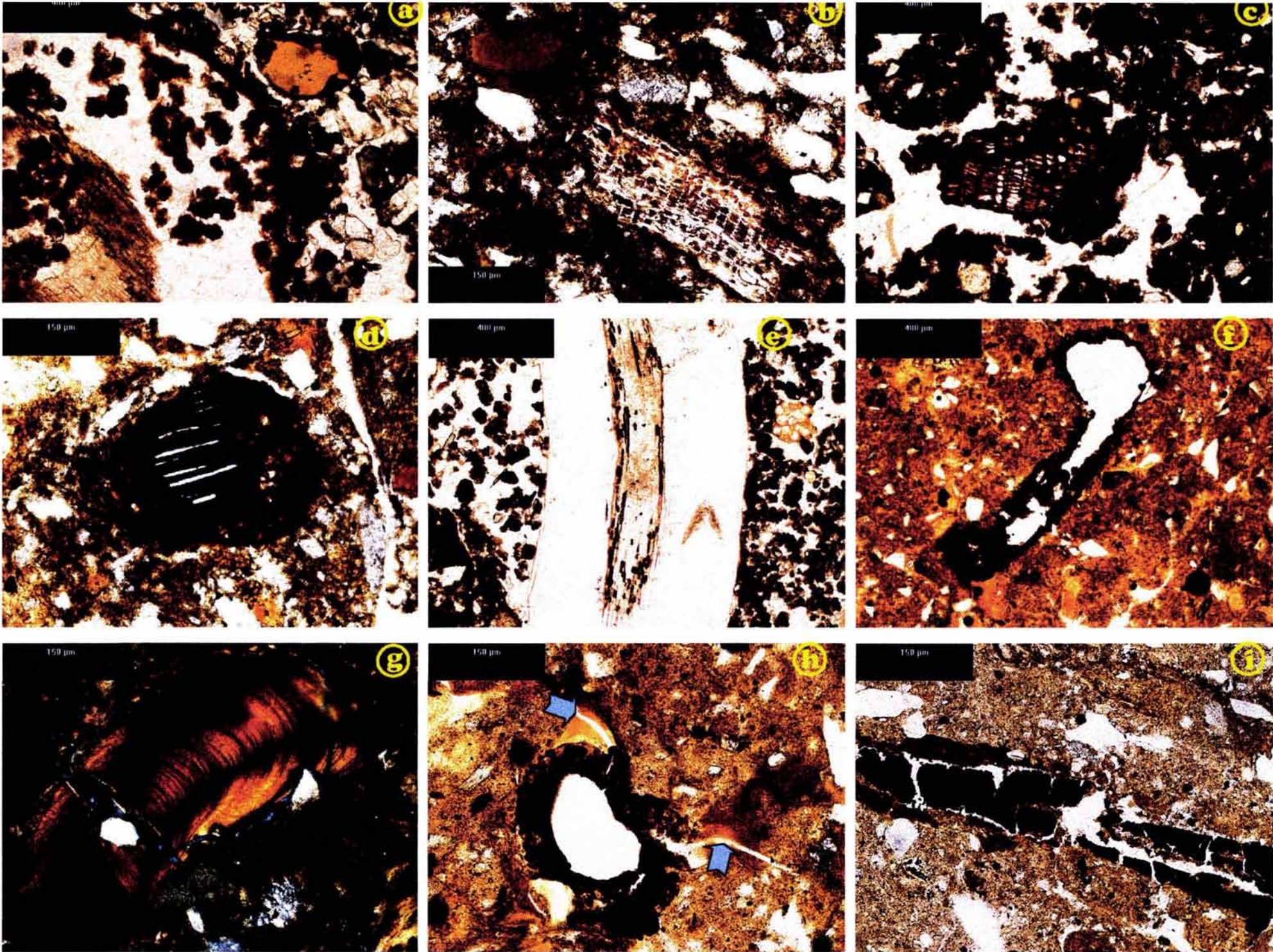


Figura 11. Microfotografías de las secciones delgadas del Perfil Cerro Gordo.

**Perfil Maseca.** Al igual que en Cerro Gordo, el suelo moderno y el sepultado muestran diferencias micromorfológicas claras. En el primero domina una microestructura granular, mientras que en los horizontes sepultados se observa la aparición de bloques subangulares a angulares. Además la iluviación de arcilla es el rasgo más distintivo de los horizontes sepultados, junto con la aparición de nódulos de hierro-manganeso. Si bien estas características son observables desde el horizonte Bk moderno (Figura 12c, d), son más abundantes en el paleosuelo.

Las formas de las cavidades que se pueden observar sobre todo en los horizontes superiores son cámaras y canales, pero a profundidad, los espacios planares son más abundantes.

El horizonte Bk se caracteriza por la presencia de carbonato de calcio (rasgo pedológico de tipo cristalino) en formas de microcristales (< 4 micrómetros de diámetro) correspondiendo al término de *micrita*. Se encuentran rellenando las paredes internas de cavidades (hiporrevestimientos), y también en cristales con un hábito acicular, una variedad que Bullock y colaboradores (1985), denominan *lublinita* (Figura 12a). Estos carbonatos incluso llegan a romper la estructura de los cutanes, sobre los que se encuentran. Los restos vegetales que se llegan a observar en este horizonte, presentan sustitución por parte del carbonato de calcio (Figura 12b).

La iluviación presente en el horizonte Bk no es un rasgo predominante, no obstante tiene características muy particulares. Los cutanes observables tienen colores pardo claro a pardo amarillento pálido. Se encuentran mezclados con compuestos de hierro, materia orgánica e incluso material más grueso como limo, lo que cambia sus coloraciones. Se forman hiporrevestimientos en las paredes internas de cámaras, donde son observables microlaminaciones, llegándose a presentar colores de interferencia altos en algunas de ellas,

lo que puede ser indicador de la presencia de minerales de arcilla del tipo de la esmectita. De acuerdo con Duchaufour (1984), una característica morfológica de la generación de minerales de arcilla del tipo de la esmectita es su apariencia “mamelar” (Figura 12e). Las formas globulares que presentan los cutanes en este horizonte, así como la extinción que tienen en forma de una cruz que se desplaza, es también algo muy distintivo (Figura 12d, f).

En el horizonte C se observan características similares a Bk, pero a partir de este horizonte, la cantidad de carbonatos disminuye. En él, la alteración de los minerales primarios es más evidente, incluso hasta en horizontes sepultados. Dicha alteración es observable por:

- Disolución de cristales de plagioclasa cálcica, siguiendo sus planos de crucero (Figura 12g).
- Anfíboles y piroxenos presentando alteraciones a manera de “dientes de sierra” que siguen sus planos de crucero (Figura 12h).

Como ya se había mencionado al principio de esta descripción, la iluviación de arcilla es el rasgo distintivo de los horizontes sepultados. Los cutanes formados se encuentran en forma de hiporrevestimientos de las paredes internas de cavidades. Se pueden distinguir dos tipos de cutanes de acuerdo a los colores que presentan: (1) aquéllos de color pardo oscuro a pardo rojizo, debido a la concentración de compuestos hierro, materia orgánica y material más grueso tipo limo y (2) cutanes pardo claro a pardo amarillento más limpios y translúcidos que los anteriores.

Otro rasgo distintivo de los horizontes sepultados (sobre todo en 2Btg1 y 2Btg2) es la presencia de nódulos de hierro-manganeso. Estos nódulos tienen una gran variedad de tamaños y formas. Las formas más abundantes son los llamados típicos y puros, totalmente isotrópicos y que presentan colores pardo oscuros y rojos, existen nódulos amorfos, que se



observan sobre fragmentos de vidrio y también los llamados de impregnación, conformados por fragmentos de cristales minerales e incluso fragmentos de cutanes de arcilla, que llegan a presentar cierta anisotropía debido a sus componentes. Algunos cutanes presentan colores pardo oscuro, quizás a la presencia de materia orgánica. Un rasgo distintivo más es las estriaciones que presentan los cutanes que rellenan las paredes de cavidades, incluso llegando a romperse siendo la característica conocida como “fábrica poroestriada”, y que es más predominante que en los horizontes de acumulación de arcilla de Cerro Gordo (Figura 12c).

También característicos del paleosuelo son los revestimientos de hierro, materia orgánica, manganeso y sus combinaciones en las partes internas de cavidades. Muchos de estos hiporrevestimientos, se observan por encima de los cutanes, por lo que puede inferirse que se trata de un evento posterior a la formación de éstos (Figura 12i).

Al igual que en Cerro Gordo, existen características que son comunes en los horizontes del perfil. La relación de la parte mineral y materiales orgánicos, se encuentra en una proporción aproximada de 70%/30% respectivamente. En cuanto a componentes gruesos de origen orgánico, no son tan abundantes como en Cerro Gordo, se encuentran en bajas cantidades restos de plantas, así como excrementos. Los pocos restos de tejidos orgánicos, se observan en Bk, sustituidos por carbonato de calcio (Figura 12b).

Los minerales de fracciones arena y limo presentes son en orden de predominancia: plagioclasas cálcicas (albita y andesina), piroxenos (augita e hiperstena), anfíboles (hornblenda), minerales opacos, vidrio volcánico (en mayor proporción básico que ácido), cuarzo y mica sumamente escasos. En general los minerales se encuentran poco alterados y bien desarrollados, aunque como ya se mencionó, en ciertos horizontes (C, 2Btg1 y 2Btg2) se observan que los piroxenos y anfíboles presentan alteraciones muy particulares del tipo

La presencia de minerales más finos observables por medio de colores pardo rojizo a pardo amarillento, es también regular en todo el perfil.

Los fragmentos de roca son un componente que se pueden encontrar también en todo el perfil, aunque varían un poco en cuenta a su composición, siendo más abundantes en los horizontes C (tanto moderno como sepultado). Así se puede observar:

- Fragmentos de composición basáltica como los más representativos. Estos son de tamaño medio (< 5 mm). Son holocristalinos, compuestos en su totalidad de plagioclasas cálcicas, equigranulares, muy poco alteradas, pero que en algunas cristales se observan huellas de disolución. En algunos fragmentos se llega a observar una textura porfírica, con una matriz vítrea con microcristales de plagioclasas cálcicas.
- Fragmentos de rocas con textura felsítica (en horizontes BC y 2A), relacionadas tal vez con actividad hidrotermal.

Para mostrar los datos recabados al microscopio petrográfico, la Tabla 5 da un resumen.

**a. Horizonte Bk.** Presencia de edaforrasgos de tipo cristalino, constituidos por carbonatos de calcio. Estos edaforrasgos se encuentran relleno de las paredes internas de cavidades (hiporrevestimientos), presentando un hábito acicular, una variedad que Bullock y colaboradores (1985) denominan *lublinita*. En la imagen se observa como los carbonatos llegan a romper la estructura de los cutanes sobre los que se encuentran, denotando su carácter secundario. Observación con nicoles cruzados.

**b. Horizonte Bk.** Resto de un tejido vegetal que ha sido sustituido por carbonato de calcio dentro de una cavidad. En las esquinas inferiores de la fotografía se observan recubrimientos de arcilla que presentan alguna birrefringencia debido a la orientación de la arcilla. Observación con nicoles cruzados.

**c. Horizonte Bk.** Presencia de recubrimientos de arcilla en las paredes de un poro, que también presenta relleno de carbonato de calcio. Los cutanes formados presentan microlaminaciones con tonalidades pardo-rojizas debido a la presencia de hierro y materia orgánica, pero son predominantemente de colores amarillentos. Los recubrimientos de arcilla presentan estriaciones e incluso fracturas (señaladas por flechas), que también rompen el material fino oscuro correspondiente a material orgánico. Observación con luz natural.

**d. Horizonte Bk.** Hiporrevestimientos de arcilla con colores amarillentos en una cavidad. Las formas “mamelares” son una morfología típica de arcillas del grupo de la esmectita. Los colores oscuros en la matriz es material fino de origen orgánico. Observación con luz natural.

**e. Horizonte Bk.** Recubrimiento de arcilla en una cavidad, con microlaminaciones que muestran colores de interferencia altos, denotando la posible presencia de minerales del grupo de la esmectita. La matriz es de material fino orgánico, por ello su isotropía. Observación con nicoles cruzados.

**f. Horizonte Bk.** Detalle de las microlaminaciones de un recubrimiento de arcilla. Se trata de un cutan no puro, debido a la presencia de partículas limo, materia orgánica y hierro. El recubrimiento más superior, se observa de un color amarillento más claro que los subyacentes, y con las formas “mamelares”, además de que se observa con fracturas. Observación con luz natural.

**g.; h. Horizonte C.** Disolución de un cristal de plagioclasa, con una alteración que se presenta en sus planos de crucero dejando una apariencia de agujeros. En h, se observa un cristal de piroxeno, con colores de interferencia altos, debido a la alteración producto de sericita y que sigue los planos de crucero dando una apariencia de “dientes de sierra” en los bordes del cristal. Observación con nicoles cruzados.

**i. Horizonte 2Btg2.** Revestimiento de Fe-Mn y posiblemente materia orgánica sobre cutanes de arcilla que recubren la separación entre bloques con una matriz de limo, arcilla y materia orgánica. Aquí es interesante el observar la secuencia de eventos, siendo el último el recubrimiento de Fe-Mn. Observación con luz natural.

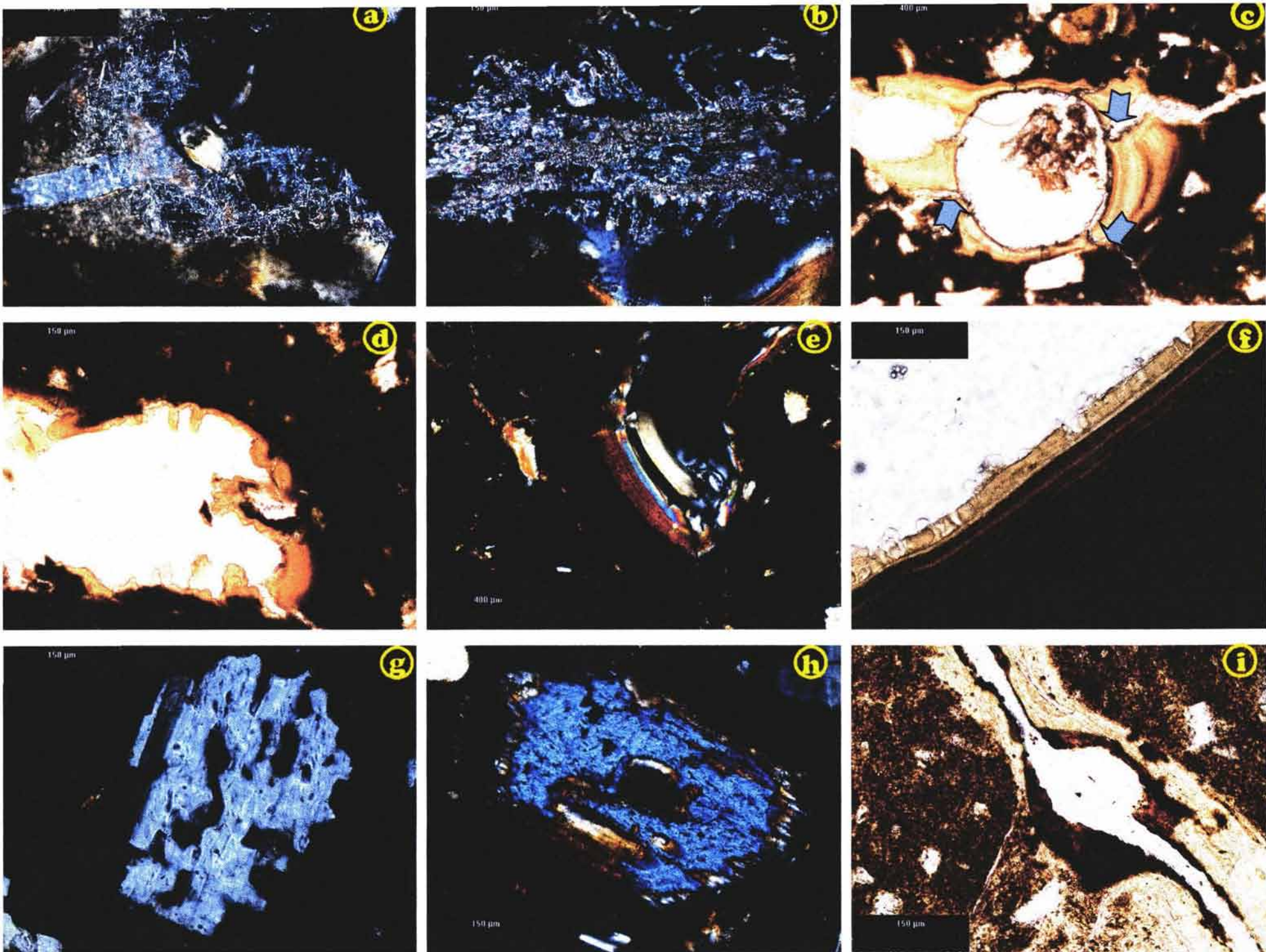


Figura 12. Microfotografías de las secciones delgadas del Perfil Maseca

Tabla 5. Resumen de características micromorfológicas de los perfiles estudiados.

**PERFIL CERRO GORDO**

Horizonte	Microestructura		Alteración de minerales primarios	Rasgos Pedológicos				Otras propiedades
	Granular	Bloques		Excretales	Fragmentos de cutanes	Cutanes formados in situ	Nódulos de Fe	
Ap								
Ah								
AB								
BC								Pseudomorfos biotita (Fe)
2A								Hiporrevest. Fe/poroestri.
2B/E								
2Bt1								Hiporrevest. Fe/porestria.
2Bt2								Hiporrevest. Fe/poroestri
2BtC								Hiporrevest. de Fe

**PERFIL MASECA**

Horizonte	Microestructura		Alteración de minerales primarios	Rasgos Pedológicos				Otras propiedades
	Granular	Bloques		Excretales	Cutanes formados in situ	Nódulos de Fe	Cristalinos carbonatos	
Ap								
Bk								Cutanes globulares.
C								Estrias en poros
2Btg1								Lublinita
2Btg2								Hiporreves. de Fe
2C								Hiporrevest. de Fe

Altas cantidades



Moderadas cantidades



Bajas cantidades



Muy bajas cantidades



## V.2. CUANTIFICACIÓN DE FRACCIONES DE ARENA, LIMO Y ARCILLA.

**Perfil Cerro Gordo.** Como se puede ver en la Figura 5.4a, el Perfil Cerro Gordo, se caracteriza por diversos contrastes texturales.

El horizonte cultivado Ap presenta el mayor contenido de arena de todo el perfil (50%), así como el mínimo de arcilla (15%). De los horizontes inferiores, ninguna supera el 24% de arena. Los horizontes Ah, AB y BC, presentan un comportamiento similar en la distribución del tamaño de las partículas. Sin embargo AB, presenta un aumento en el contenido de limo (55%) y el de arena (15%) es el más bajo de los tres horizontes. El mayor contenido de arcilla se observa en BC (30%), aunque la proporción no es marcadamente diferente a AB (Figura 5.4a).

La presencia del horizonte 2Ah está evidenciada por un cambio abrupto en la proporción de las fracciones. El contenido de arcilla reportado es el máximo de todo el perfil, casi llegando al 61%, y el de arena se el mínimo (9%). En el horizonte 2B/E aumenta el contenido de limo (41%) y es el mayor reportado para todos los horizontes sepultados, pero su contenido de arcilla es el menor (47%). Esta diferencia permite distinguir su carácter eluvial, ya que la arcilla se trastoca a los horizontes inferiores, permaneciendo la fracción de limo.

En los horizontes 2Bt se incrementa el contenido de arcilla, disminuyendo progresivamente hasta 2BtC en donde se incrementa el de arena. Pero, en general, los tres horizontes más profundos (2Bt1, 2Bt2 y 2BtC) presentan porcentajes similares en la distribución de sus partículas (Figura 5.4a).

**Perfil Maseca.** El horizonte cultivado Ap presenta el mayor contenido de arena (46.5%) de todo el perfil, así como el menor de arcilla (15.2%), disminuyendo en Bk y C (Figura 5.4b). El horizonte C, concentra el mayor contenido de limo (49%) y arcilla (27%) de los horizontes modernos.

La presencia del suelo sepultado está claramente evidenciada por una discontinuidad textural, dada sobre todo por la disminución notable en el contenido de arena y un aumento en el de arcilla, así los tres horizontes sepultados (2Btg1, 2Btg2 y 2C) presentan un comportamiento muy similar en sus distribución de partículas (Figura 5.4b).

**Perfil Otumba.** El contenido de arena del horizonte Ap es el mayor de todo el perfil, llegando a un 36%, teniendo el menor de arcilla (25%).

Al analizarse el horizonte AB, se observa un cambio abrupto en el porcentaje de arena (12%) con respecto al horizonte superior, lo mismo sucede con la cantidad de limo y arcilla (Figura 5.4c), marcando una clara discontinuidad textural, la cual puede deberse a la fuerte perturbación antrópica del sitio.

En el horizonte 2A, se tiene una disminución en el contenido de arena, hasta ser el menor de todo el perfil (17%), aumentando la cantidad de limo y arcilla, siendo esta última fracción la que posee la mayor concentración de todo el perfil (45%). De forma similar se mantienen las tendencias en el horizonte 2AB, con un muy pequeño incremento en el contenido de limo y también una disminución ligera en el porcentaje de arcilla.

En 2C, el incremento en la fracción arena es mucho mayor, que en el horizonte anterior. Es importante observar el equilibrio en la cantidad de las fracciones, que oscila aproximadamente en un tercio para cada una del total del horizonte.

### V.2.1. Patrones de distribución del tamaño de partículas en los perfiles estudiados

Dado que las propiedades del suelo (químicas, físicas y aún las biológicas), están ligadas al tamaño de partículas presentes, se estudio su patrón de distribución. La arena y el limo poseen muy poca actividad superficial y contribuyen escasamente en el balance de las propiedades del suelo. Esta actividad reducida se debe no sólo al tamaño de las partículas, sino a su constitución química y estructural. Si se tiene un tamaño más pequeño, mayor es la superficie específica y más intensas son las propiedades. La arcilla es más activa que la arena y el limo; éste, aunque de actividad reducida, tiene más que la arena.

Así, con base a las fracciones de arena y arcilla, se pueden reconocer:

1) Los horizontes Ap, superficiales, se caracterizan por presentar contenidos altos de arena que oscilan entre el 35 y 50%, además de contenidos bajos de arcilla ubicados entre un 15 y 25%.

2) Horizontes con bajo contenido de arena < 15% y alto contenido de arcilla que llega hasta un 60%. Dentro de este grupo sobresalen los horizontes sepultados del perfil Cerro Gordo, además de 2A y 2AB de Otumba.

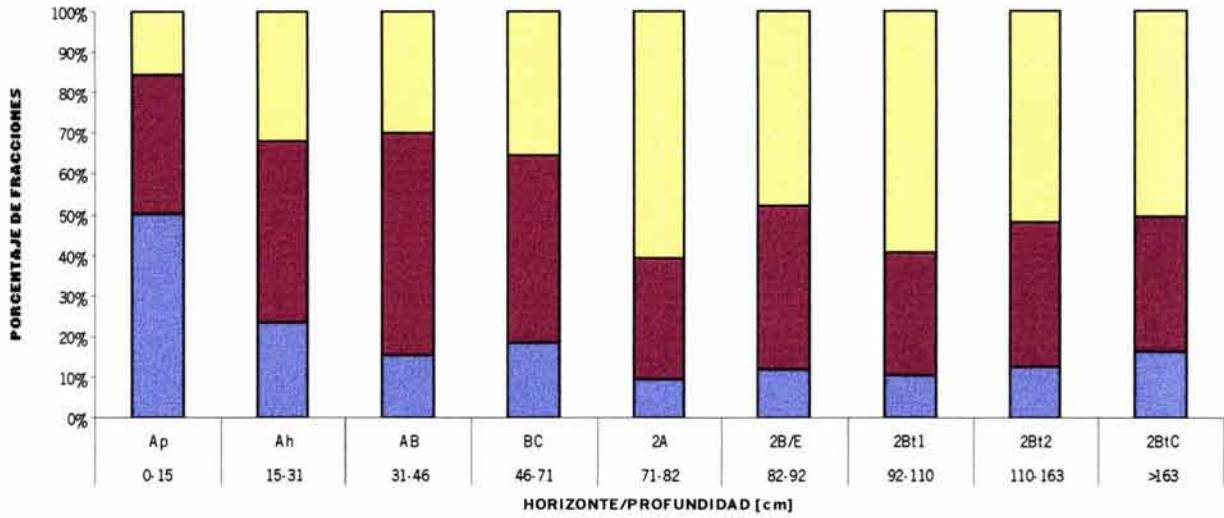
El limo es la fracción predominante en el resto de los horizontes de cada uno de los perfiles, oscilando con valores de entre 30 y 58%. Corresponde principalmente a horizontes transicionales entre A y B.

De llamar la atención es la estabilidad relativa, que se observa en los horizontes sepultados del perfil Maseca (2Btg1, 2Btg2 y 2C), presentando un comportamiento muy parecido en la distribución de sus fracciones.

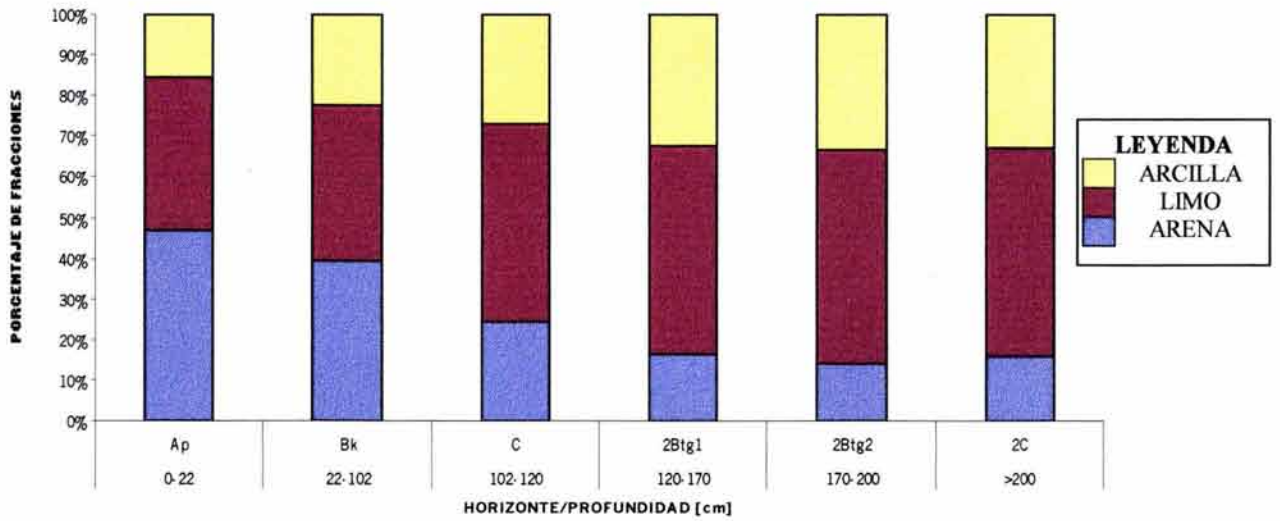
En el horizonte 2C del perfil Otumba, se puede apreciar que es el único de todos los horizontes de la zona de estudio, en que a cada una de las fracciones, le corresponde aproximadamente un tercio del total de las fracciones.



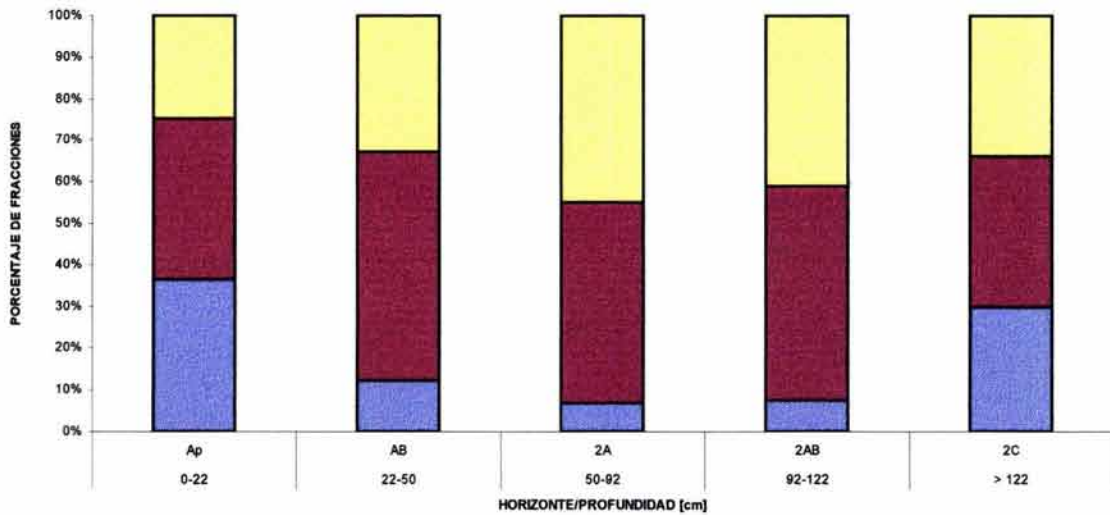
**a. PERFIL CERRO GORDO**



**b. PERFIL MASECA**



**c. PERFIL OTUMBA**



**Figura 13. Distribución de tamaño de partículas en los perfiles estudiados**

### V.3. ANÁLISIS QUÍMICOS

#### V.3.1. pH en agua

En general, los suelos de Cerro Gordo se caracterizan por tener pH neutros a ligeramente alcalinos, oscilando de 6.9 a 7.7. Los valores más bajos se tienen en los horizontes A, tanto en los suelos modernos como en los paleosuelos.

En el Perfil Maseca el pH presenta la menor oscilación de valores, siendo básicos, entre 8.07 y 8.28. Según los criterios de la WRB (1998), la determinación del pH en este perfil, permite diferenciar acumulaciones con predominio de  $\text{CaCO}_3$  (pH 8.0-8.7), de aquellas con presencia de  $\text{MgCO}_3$  o  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (pH > 8.7).

Para Otumba, los valores están entre neutros y básicos, oscilando entre 7.07 y 7.76. Este último corresponde con el horizonte  $\text{Ap}$ , superficial.

#### V.3.2. Carbono orgánico

La distribución de valores de carbono orgánico en los perfiles, se incrementa significativamente (casi en todos los casos) en algunos horizontes, denotando la presencia de horizontes A. De manera gradual y hasta cierto punto ordenada, los contenidos de carbono descienden con la profundidad, siendo más pobres en los horizontes sepultados donde los horizontes A no existen.

	Horizonte	Profundidad (cm)	pH en agua	C.O. %
<b>CERRO GORDO</b>	Ap	0-15	6.73	1.58
	Ah	15-31	7.38	1.6
	AB	31-46	7.5	0.99
	BC	46-71	7.15	0.49
	2A	71-82	6.86	1.8
	2B/E	82-92	6.94	0.26
	2Bt1	92-110	6.97	0.17
	2Bt2	110-163	7.5	0.17
	2BtC	> 163	7.66	0.11
<b>MASECA</b>	Ap	0-22	8.28	0.8
	Bk	22-102	8.07	0.61
	C	102-120	8.09	0.43
	2Btg1	120-170	8.29	0.23
	2Btg2	170-200	8.22	0.18
	2C	> 200	8.24	0.17
	<b>OTUMBA</b>	Ap	0-22	7.76
AB		22-50	7.99	1.44
2A		50-92	7.07	1.42
2AB		92-122	7.09	0.91
2C		> 122	7.44	0.25

Tabla 6. pH en agua y carbono orgánico de los perfiles estudiados

#### V.4. ANÁLISIS MINERALÓGICOS

La identificación de los constituyentes integrantes de cada una de las fracciones está ligada al tamaño. Mientras en la arena y el limo los métodos son relativamente simples con el uso del microscopio petrográfico, en las arcillas son más complejos realizando análisis de Difracción de Rayos X.

#### V.4.1. Mineralogía de arena fina-muy fina

**Perfil Cerro Gordo.** Los minerales que se encuentran en mayor proporción son los de las plagioclasas cálcicas, encontrándose en proporciones que oscilan entre el 34 y 58.5% (Figura 14a), siendo el horizonte 2A el que mostró el contenido más alto (58.5%).

Los piroxenos y anfíboles son los siguientes grupos más predominantes. La mayor parte de estos minerales, se puede encontrar en el horizonte Ap, estando presentes en un 22%.

El vidrio volcánico tiene valores entre 9 y 21%.

Los minerales opacos se ubican en valores que oscilan entre el 3 y 12%.

La biotita y el cuarzo se encuentran en muy bajas cantidades, entre el 2 y 3%. El cuarzo aumenta significativamente en 2Bt1 y 2Bt2, hasta alcanzar el máximo de todo el perfil en 2BtC(17%). La menor cantidad de cuarzo se ubicó en el horizonte 2A del paleosulo, siendo de un 2% (Figura 14a).

En cuanto a los fitolitos observables, llama la atención encontrarlos en el tamaño arena, ya que se esperaba tener la mayor parte en el limo.

**Perfil Maseca.** El contenido de plagioclasas cálcicas también es predominante en este perfil, teniendo valores que oscilan entre 51 y 64%. Esta variación de valores es menos marcada que en Cerro Gordo, concentrándose la mayor cantidad en 2C del paleosuelo (Figura 14b).

Los piroxenos y anfíboles son los siguientes grupos minerales predominantes, teniendo un máximo en el horizonte Ap de 22%.

El vidrio volcánico se encuentra presente con valores de 1 a 10% (Figura 14b).

De llamar la atención es el cambio en las proporciones de biotita, al realizarse la transición del suelo moderno al paleosuelo. La mayor concentración de micas se da en los horizontes superiores, llegando a un 10%, disminuyendo considerablemente en los horizontes sepultados.

El cuarzo y los minerales opacos se ubican en muy bajos porcentajes, teniendo como máximo 7.5% (Figura 14b).

Los fitolitos sólo fueron observados en el horizonte Bk, teniendo una presencia sumamente baja de 1%.

**Perfil Otumba.** Los minerales predominantes son plagioclasas cálcicas, que se encuentran presentes entre 40 y 58%. La menor concentración se ubica en el paleosuelo, en el horizonte sepultado 2A, y la mayor en el horizonte Ap superficial (Figura 14c).

Los piroxenos y anfíboles siguen en predominancia, oscilando entre 14 y 19%.

El vidrio volcánico se encuentra presente hasta en un 17%.

La mayor concentración de biotita se observa en el horizonte 2Ah sepultado, siendo de un 8%. El mismo porcentaje de cuarzo se puede contabilizar en el horizonte 2AB.

Los minerales opacos se encuentran en bajas proporciones, siendo aproximadamente de un 5%.

Los fitolitos, se observan en el horizonte 2Ah, indicando la presencia del paleosuelo, en cantidades de 14.5% aproximadamente (Figura 14c).

#### V.4.1.1. Tendencias en la distribución de los minerales de la fracción arena fina-muy fina.

Se puede establecer que la composición mineralógica de la fracción arena fina-muy fina es homogénea y con cambios graduales a lo largo de cada uno de los perfiles.

Las especies mineralógicas presentes en los horizontes son: plagioclasas cálcicas, anfíboles, piroxenos, vidrio volcánico, minerales opacos, cuarzo y biotita, además de ópalo en forma de fitolitos en algunos horizontes.

En casi todos los horizontes el mineral predominante es la plagioclasa cálcica, con ligeras trazas de plagioclasa sódica. En general los mayores porcentajes se ubican en los horizontes A de suelos modernos y en horizontes C sepultados, concentrándose siempre en valores superiores al 50%.

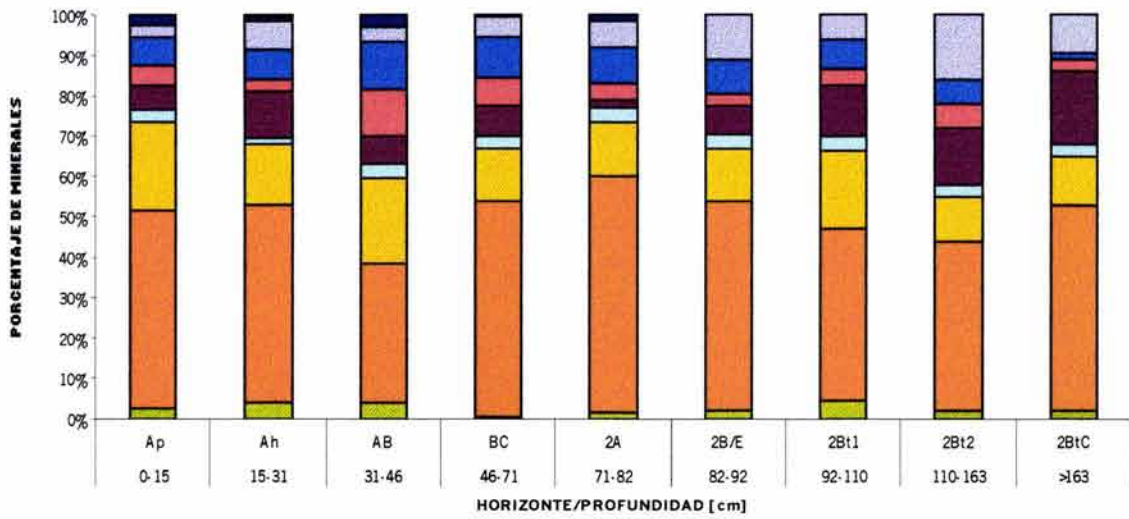
Los cambios más significativos son observables en el perfil Cerro Gordo, donde se tiene la mayor concentración de plagioclasas en el horizonte 2A, evidenciando la presencia del paleosuelo.

Lo contrario se puede observar en el perfil Otumba, donde el horizonte sepultado puede ubicarse gracias a una disminución en el contenido de plagioclasas cálcicas.

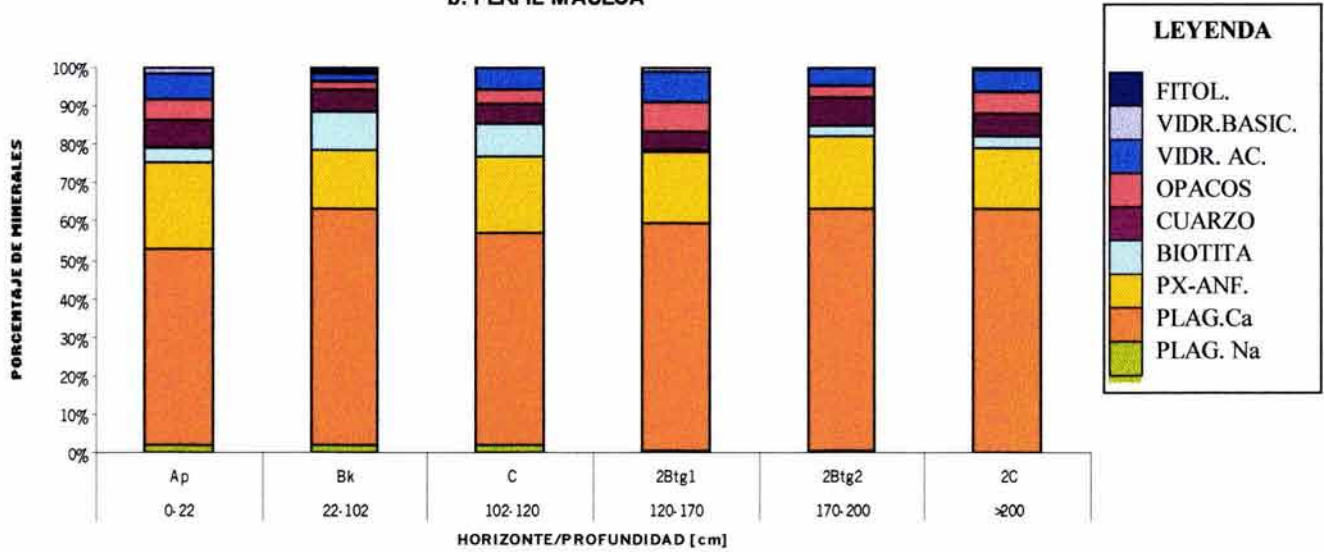
Los demás componentes piroxenos, anfíboles, vidrio volcánico, cuarzo y biotita, presentan variaciones sutiles, pero de ninguna forma llegan a ser predominantes. No obstante la mayor presencia de biotita en los horizontes modernos del perfil Maseca y su disminución en el paleosuelo, podrían denotar la presencia de discontinuidades.

Los fitolitos tamaño arena son de llamar la atención, ya que no se esperaba encontrar células de este tamaño, en esta fracción. Están presentes en los horizontes modernos A de Cerro Gordo y en 2A de Otumba, sirviendo como base para la presencia del paleosuelo.

a. PERFIL CERRO GORDO



b. PERFIL MASECA



c. PERFIL OTUMBA

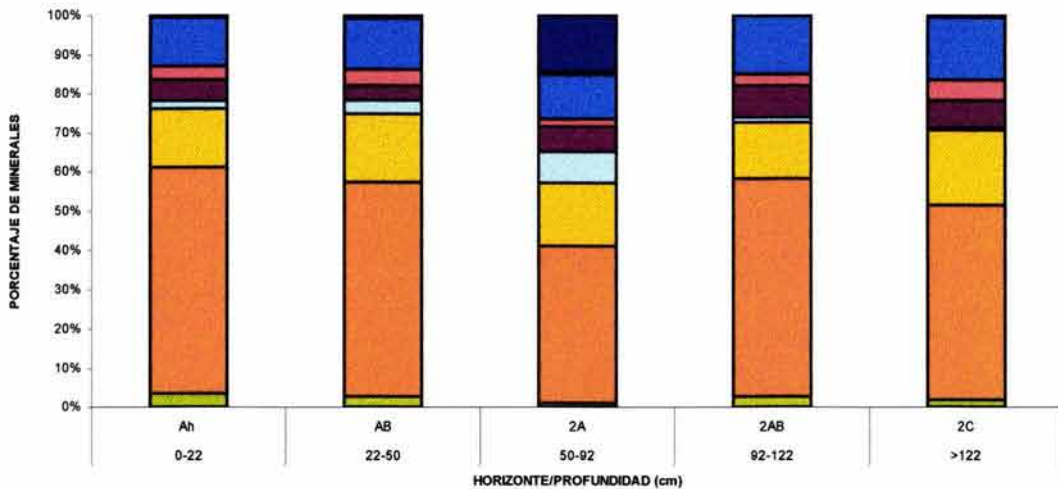


Figura 14. Mineralogía de la fracción arena fina-muy fina de los perfiles estudiados.

#### V.4.2. Mineralogía de la fracción arcilla

Según Besoain (1985), se entiende por **mineral de arcilla** “a los aluminosilicatos hidratados cristalinos, algunos con substitución parcial o total del aluminio por magnesio o hierro y que incluyen como constituyentes, en ciertos casos, elementos alcalinos o alcalinotérreos”. Estas partículas son de tamaño muy fino y se clasifican en grupos definidos según su estructura.

Es importante hacer notar, que la caracterización de la arcilla depende de la complejidad y proporción de los componentes que la constituyen. Entre los factores que deben ser tomados en cuenta están: la composición de los minerales de arcilla, la composición del material no arcilloso acompañante, la materia orgánica y la textura.

**Composición de los minerales de arcilla.** Por composición se entiende a la clase y cantidad de minerales en una mezcla. La arcilla no es una sustancia única; está constituida por aluminosilicatos cristalinos o amorfos definidos como minerales propios de arcilla, y minerales no arcillosos o acompañantes que incluyen silicatos, óxidos, geles entre otros.

La proporción de los minerales en una arcilla tiene una tendencia a que se concentren algunos minerales entre límites de determinado tamaño. El cuarzo y los feldespatos, se acumulan preferentemente en la fracción arcilla gruesa. Por otro lado, los minerales propios de la arcilla son más abundantes en las fracciones más finas.

Una correcta identificación debe preservar las características que exhiben los minerales en su estado natural y tratar en lo posible, de evitar reacciones que puedan modificarlas. El estado de hidratación natural que presentan algunos minerales de arcilla puede ser fácilmente alterado por elevación de temperatura (Besoain, 1985).



Por lo general la arcilla de suelos contiene una apreciable cantidad de material asociado no arcilloso, especialmente óxidos de hierro y aluminio cristalinos o amorfos, óxidos de titanio y otros. Estas sustancias llegan a disponerse como películas concéntricas alrededor de un núcleo de arcilla, modificando sus propiedades e impidiendo una adecuada caracterización, y necesariamente deben ser eliminadas para el análisis. La destrucción de estas sustancias mediante tratamientos más o menos drásticos (eliminación de óxidos de Fe, por el Método de Mehra y Jackson, 1960).

La variación en el grado de cristalinidad de los minerales de una misma especie, hace la caracterización de un material arcilloso más difícil. Algunas propiedades de la arcilla son fuertemente dependientes del grado de cristalinidad y la identificación, cuando la cristalinidad es muy baja, a menudo se dificulta y a veces se contradice (Besoain, 1985)..

**Composición de material no arcilloso.** Los componentes no arcillosos pueden ser de origen primario o secundario. Entre los primeros se encuentran los granos de minerales estables como cuarzo, cristobalita y algunos feldespatos. Entre los minerales secundarios más importantes se encuentran los óxidos de hierro (hematita, goetita, lepidocrocita, entre otros).

Presentado lo anterior, se pueden entender las notables diferencias entre los suelos y paleosuelos estudiados, en la composición de los minerales de la fracción arcilla. En los patrones de difracción de Rayos X, los difractogramas estudiados muestran picos de minerales cristalinos moderadamente definidos. Así, se sabe que los minerales analizados se encuentran mezclados con componentes amorfos, los cuales dificultan la identificación de patrones que pueden presentar una naturaleza mineral u orgánica ó incluso la combinación de estos (Figura 15a).

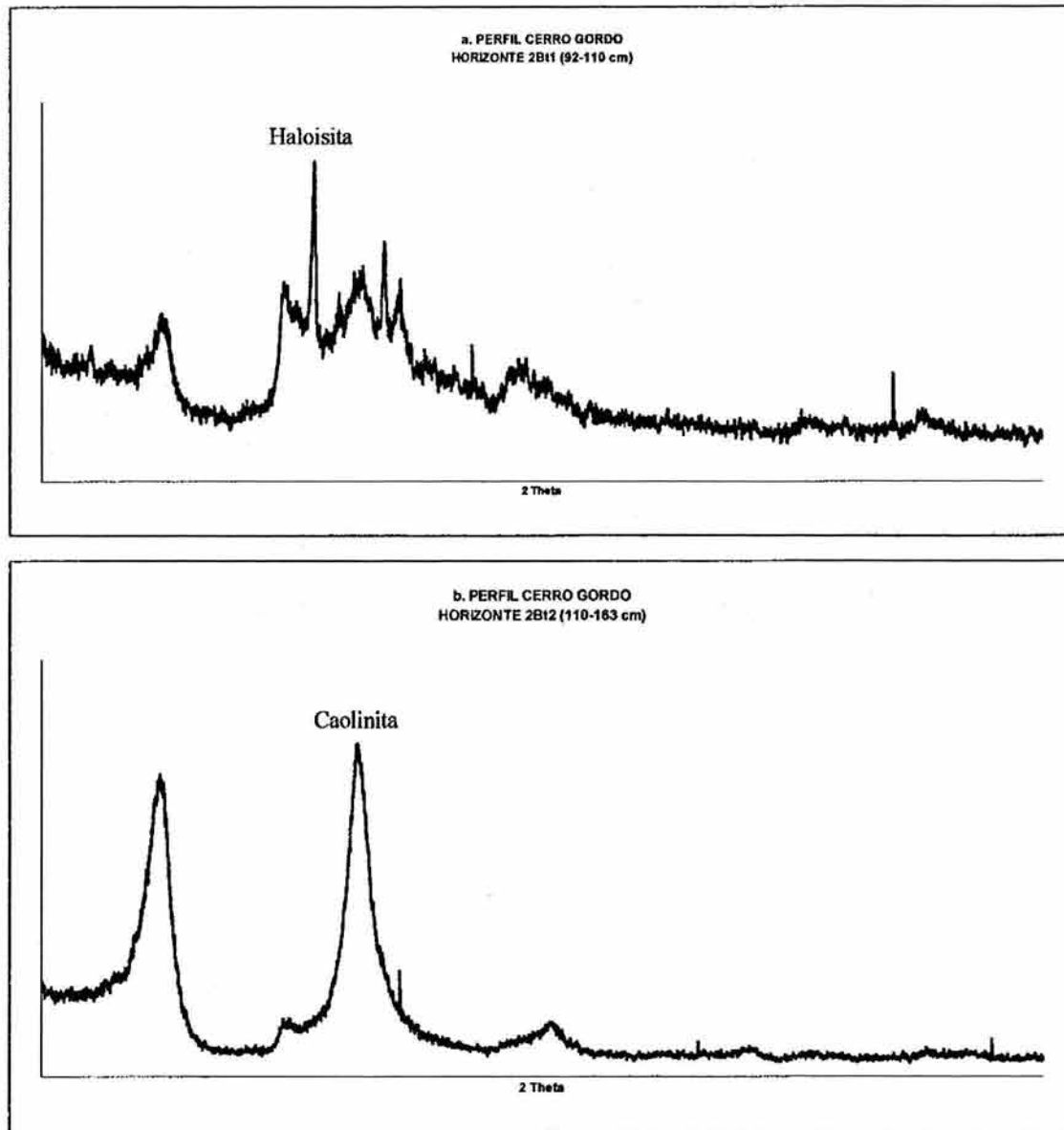
Los minerales arcillosos predominantes en la fracción estudiada son la haloisita para la mayoría de los suelos modernos y la caolinita para los paleosuelos. Sin embargo fueron identificados otros minerales como plagioclasas de composición intermedia, cuarzo y cristobalita, los cuales son componentes comunes en suelos derivados de ceniza volcánica o aluviales (Besoain, 1985). En la Tabla 7 se muestra un reporte de los minerales encontrados.

En Cerro Gordo se encontró la presencia de haloisita deshidratada (7Å) predominante en el suelo moderno junto con una ligera presencia de caolinita. En los horizontes más profundos pertenecientes al paleosuelo la tendencia se invierte dramáticamente sobre todo en el horizonte 2Bt2, donde el único mineral predominante es la caolinita y el cual se observa definido particularmente en el difractograma (Figura 15b).

En Maseca el suelo moderno presenta un aparente equilibrio entre las cantidades de haloisita deshidratada y caolinita, pero en el paleosuelo se observa la predominancia absoluta de la caolinita con muy bajas cantidades de haloisita.

En Otumba la haloisita deshidratada es el mineral arcilloso predominante en todo el perfil.

La Figura 15 muestra algunos de los difractogramas obtenidos de la fracción arcilla, se presentan aquéllos horizontes que muestran cambios contrastantes en los perfiles como es el caso del horizonte 2Bt2 de Cerro Gordo. La utilización de la prueba de *n*-metil formamida fue de gran utilidad, en algunos casos, para realizar la distinción entre la caolinita y la haloisita deshidratada, debido a que en pruebas preliminares la coincidencia de líneas en los diagramas y la variación en sus grados de cristalinidad hace que ambos minerales sean muy parecidos.



**Figura 15. Algunos difractogramas del Perfil Cerro Gordo.** a. Ejemplifica las tendencias generales de los difractogramas tomados en el estudio de los horizontes de los tres perfiles, mostrando la poca definición de picos debido a la presencia de material amorfo. b. Muestra un horizonte con la presencia clara de caolinita debido al patrón de picos mejor definido que en otros horizontes.

Tabla 7. Mineralogía de la fracción arcilla en los perfiles estudiados

CERRO GORDO		MINERALES PRESENTES						
Horizonte	Profundidad [cm]	Caolinita	Haloisita (7 Å)	Haloisita (10 Å)	Feldespato	Cuarzo	Cristobalita	Amorfos
Ap	0 - 15		X X X X		X X X	X	X	
Ah	15 - 31		X X X X X		X X X	X X	X	
AB	31 - 46	X X	X X X	X	X X	X X	X X	X
BC	46 - 71	(X)	X X X X	X X	X X X	X	X X	X
2A	71 - 82	(X)	X X X X	X X	X X X	X	X X	X X
2B/E	82 - 92	(X)	X X X X	X X	X X X	X	X X	X X
2Bt1	92 - 110	(X)	X X X X	X	X X X	X	X X	X X
2Bt2	110 - 163	X X X X X						
2BtC	> 163	X X X	X X	X	X X	X X X	X	X

MASECA		MINERALES PRESENTES						
Horizonte	Profundidad [cm]	Caolinita	Haloisita (7 Å)	Haloisita (10 Å)	Feldespato	Cuarzo	Cristobalita	Amorfos
Ap	0 - 22	X X X	X X		X X	X	X	X
Bk	22 - 102	X X	X X X		X X	X	X	X
C	102 - 170	X X	X X X		X X	X	X	X
2Btg1	170 - 200	X X X X			X X	X	X	X
2Btg2	200 - 220	X X X X	X		X X	X	X	X
2C	> 220	X X X X	X		X X	X	X	X

OTUMBA		MINERALES PRESENTES						
Horizonte	Profundidad [cm]	Caolinita	Haloisita (7 Å)	Haloisita (10 Å)	Feldespatos	Cuarzo	Cristobalita	Amorfos
Ap	0 - 22		X X X X		X X X	X	X	
AB	22 - 50		X X X X		X X X	X	X	
2A	50 - 92		X		X X X	X X		X X X X
2AB	92 - 122		X X X X		X X X		X	X X
2C	> 122		X X X X		X X			X X

Altas cantidades: X X X X X    Moderadas cantidades: X X X X    Trazas: X    Bajas cantidades: X X    Cantidad inferida: (X)    Muy bajas cantidades: X

### V.4.3. Relación entre la mineralogía identificada y el material parental

Los factores formadores del suelo determinan acciones físicas y químicas que transforman la roca original. Las primeras desmenuzan el material, resultando en la formación de arenas, que mantienen sin mayores modificaciones las características del material parental.

La arena gruesa está conformada por trozos de roca en los cuales persiste gran parte de los minerales originales. La arena fina contiene, sin embargo, separados o individualizados los constituyentes de la roca madre, con excepción de aquéllos muy susceptibles al ataque químico. Es evidente que la presencia de minerales como anfíboles y piroxenos, identificados en la fracción arena fina-muy fina, indica que la acción del intemperismo químico no ha sido intensa

Mineralógicamente el limo es una fracción menos definida ya que está constituido por productos provenientes de la desintegración física y de la alteración química. Aunque es su constitución dominan el cuarzo y los feldspatos, estos están en menor proporción que en la arena; además, contienen generalmente una pequeña cantidad de minerales secundarios, hidróxidos de hierro y productos intermedios de la alteración de los minerales primarios originales.

La arcilla de suelos está constituida por productos derivados del intemperismo químico, minerales amorfos o cristalinos, principalmente de neoformación o secundarios, con alguna o ninguna semejanza al material original. También puede ser heredada directamente del material parental con ciertas transformaciones. La fracción gruesa de la arcilla contiene, generalmente, algunos minerales primarios (cuarzo, feldspato, entre otros).

## V.5. FITOLITOS

Dado que los fitolitos son formados en los órganos de las plantas y son liberados dentro del suelo, no al aire (como sucede con las esporas ó el polen, materia de estudio de la palinología), se puede esperar que una gran proporción de ellos representen un depósito *in situ* de la vegetación, tanto del pasado como de la actual. Esto permite comparar la vegetación en diferentes escalas de tiempo, y representa un gran potencial de información para reconstrucciones paleoambientales.

Los fitolitos persisten por largos períodos de tiempo en el suelo, lo cual les permite adquirir el carácter de microfósiles (Bertoldi de Pomar, 1975; Rapp y Mulholland, 1992; Rovner, 1983).

### V.5.1. Acumulación

Cuando las plantas mueren, los fitolitos se incorporan al suelo al descomponerse los vegetales. La penetración de los fitolitos a través de los horizontes del suelo está condicionada por propiedades físicas, químicas y biológicas del mismo, como el impacto de la fauna del suelo y el sepultamiento de horizontes bajo nuevas porciones de sedimento. En los suelos de origen aluvial, como algunos de los presentes en el Valle de Teotihuacan, la migración de fitolitos está condicionada por el flujo del agua.

Según Gol'yeva (1997) durante los estados iniciales de formación del suelo, tiene lugar la acumulación de fitolitos en la parte superior del perfil (como se observa en los horizontes Ap de Maseca y 2A de Otumba en la Figura 16b y c respectivamente), observándose su máxima concentración en los primeros centímetros de profundidad. Después de un cierto período (si las condiciones ambientales permanecen estables), el contenido de estas estructuras en la superficie se estabiliza también. Así, se alcanza un

cierto equilibrio entre la entrada de fitolitos nuevos y la destrucción (y/o remoción) de ellos en la parte superior del suelo.

En el caso de que exista una substitución del tipo de vegetación, Gol'yeva (1997) establece que los "viejos" y "nuevos" perfiles de fitolitos, se superponen uno en otro con el subsecuente reemplazamiento del perfil "viejo", por uno nuevo. Si la nueva vegetación produce pequeñas cantidades de fitolitos o si estos cuerpecitos nuevos son menos resistentes al intemperismo, en las condiciones particulares del suelo, entonces puede observarse un decremento general en la cantidad de fitolitos del horizonte superficial. Al mismo tiempo el perfil de fitolitos del horizonte inferior se conserva y la cantidad de los mismos se mantiene estable. Este es el comportamiento que se puede observar en la concentración de fitolitos del perfil Maseca en sus horizontes A modernos y el horizonte 2A del paleosuelo (Figura 16b).

Gol'yeva (1997) también afirma, que si existe una diferencia en la textura y estructura del suelo, dentro de un perfil particular de suelo, la concentración de fitolitos puede presentar ciertas variantes. Los fitolitos migran a través de un horizonte poroso y se acumulan dentro de los horizontes más compactos y densos. Esto es representativo de los horizontes B sepultados, estudiados en Maseca y Cerro Gordo (Figura 16a y b). El horizonte 2Bt2 de Cerro Gordo podría tener un comportamiento similar, pero es muy extraña la concentración tan elevada de fitolitos, que es muy contrastante comparándola con las concentraciones observadas en Maseca. En el perfil Otumba no se observan concentraciones elevadas de fitolitos en horizontes B, debido a la falta de estos por el poco desarrollo del suelo.

Un pre-requisito necesario para el funcionamiento del sistema explicado en el párrafo anterior, dentro de horizontes superiores, es la entrada de nuevos fitolitos al morir

las plantas. En el caso de que esta condición sea alterada (bajo el impacto del manejo, sobrepastoreo, tala etc.), el estado de equilibrio de los fitolitos en los horizontes superiores se altera y se observa un rápido decremento en su contenido. De esto dan evidencia los horizontes Ap de Cerro Gordo y Otumba (Figura 16a y c).

Para Gol'yeva (1997), los suelos sepultados por nuevas cantidades de sedimentos, originan la formación de concentraciones de fitolitos con varios máximos. La forma típica de los fitolitos de los diferentes grupos de plantas no cambia en los horizontes enterrados (lo cual es muy evidente en los perfiles del área de estudio), lo cual permite reconstruir la flora local y las áreas de grupos concretos de plantas por parte de los paleobotánicos. Por todas las razones ya explicadas, las concentraciones de fitolitos sirven como indicadores importantes del carácter evolutivo del suelo.

### V.5.2. Distribución

**Perfil Cerro Gordo.** El suelo moderno se caracteriza por poseer un bajo contenido de fitolitos, aproximadamente entre 4 y 5% ubicados en los horizontes A (Ap y Ah) (Figura 16a). En el horizonte AB se tiene un aumento notable de hasta 14.6%, que disminuye dramáticamente en el horizonte 2A (1.5%) y alcanza un mínimo en 2B/E (0.6%). En el horizonte 2Bt1 se tiene un ligero incremento (1.6%). Sorpresivamente en el horizonte 2Bt2 se presente el contenido más alto de fitolitos de todo el perfil, con un 19.6%, mientras que en 2BtC, donde prácticamente desaparece la presencia de las células silicificadas (Figura 16a).

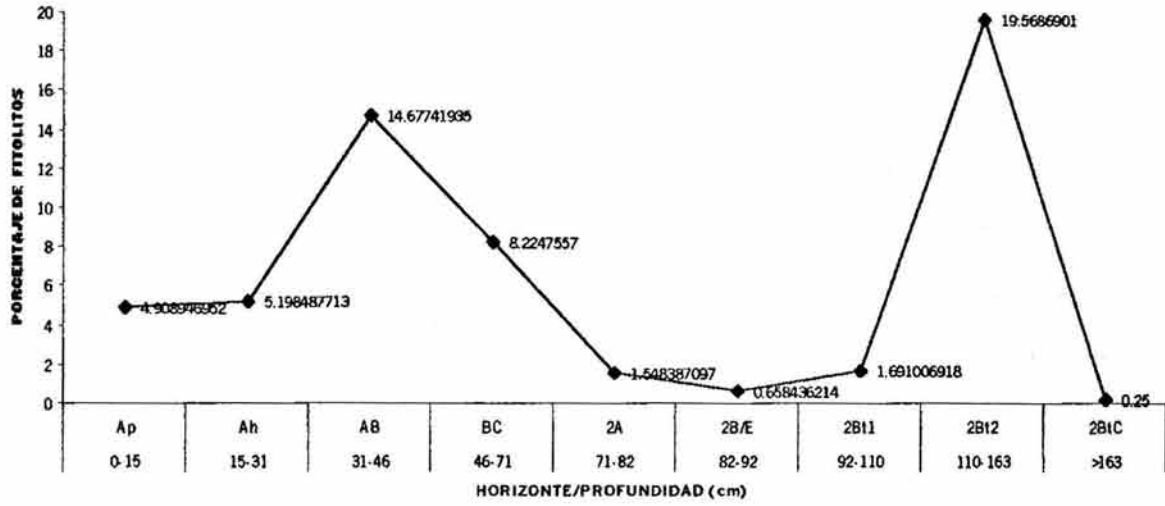
**Perfil Maseca.** El suelo moderno presenta el más alto contenido de fitolitos del perfil en su horizonte Ap (13.6%) (Figura 16b), disminuyendo gradualmente C con el menor porcentaje



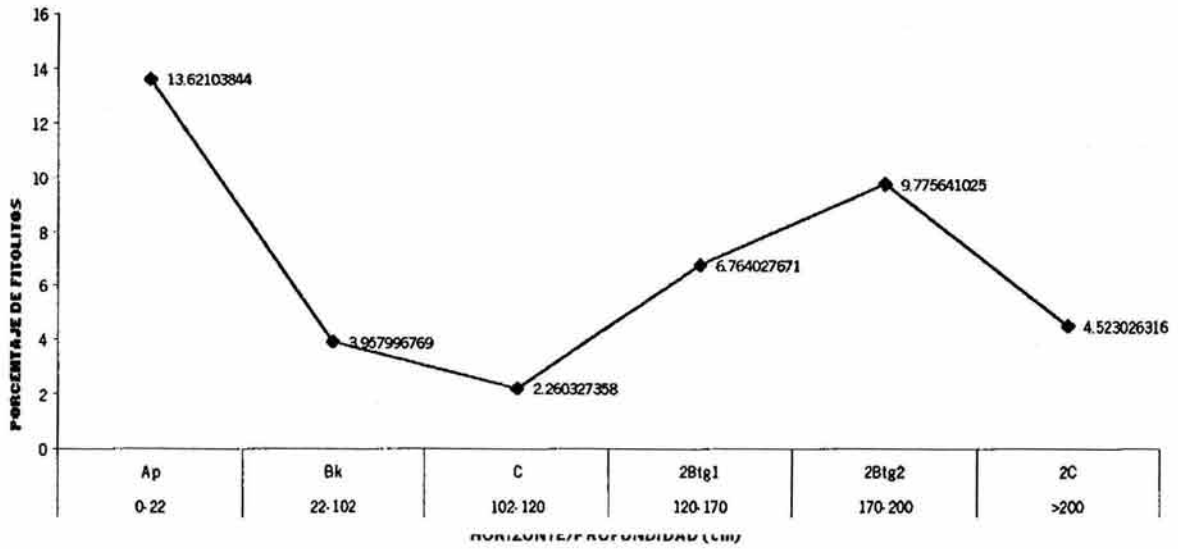
(2.26%). El paleosuelo es evidenciado por el incremento en el contenido de fitolitos hasta tener su máximo en el horizonte 2Btg2 (9.7%), para disminuir finalmente en el horizonte 2C (4.5%) (Figura 16b).

**Perfil Otumba.** El perfil también muestra la presencia de dos suelos, pero no de una forma tan marcada como en los anteriores (Figura 16c). El suelo moderno posee la más baja concentración de fitolitos en el horizonte Ap (14.23%) aumentando a 19.52% en AB. El paleosuelo, en su horizonte 2Ah, muestra una muy ligera variación en concentración con respecto a AB, siendo del 19.3%, para disminuir con la profundidad hasta 2C donde la presencia de fitolitos es del 4.05%, siendo la más baja de todo el perfil (Figura 16c).

a. PERFIL CERRO GORDO



b. PERFIL MASECA



c. PERFIL OTUMBA

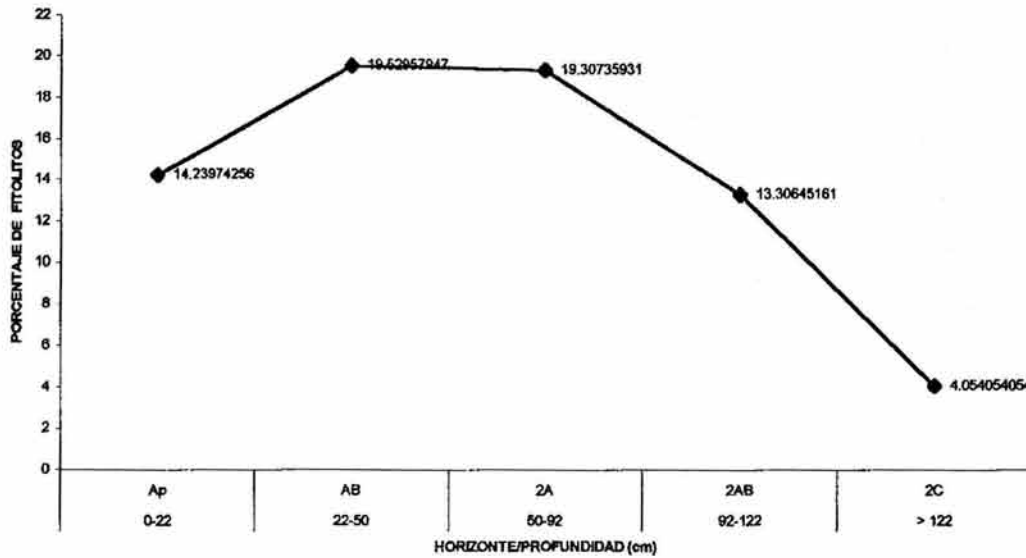


Figura 16. Distribución de fitolitos en los perfiles estudiados

De acuerdo a la distribución de fitolitos de los perfiles, se decidió estudiar algunos horizontes A, tanto superficiales como sepultados, así como aquéllos horizontes con máximas concentraciones de los mismos.

### V.5.3. Características morfológicas

El estudio morfológico de fitolitos mostró la dominancia de formas típicas de pastos en todos los suelos modernos y paleosuelos. Estas formas se derivan principalmente de la silicificación de células epidérmicas, el cual es el sitio principal de silicificación. El término epidermis denota la capa de células más alejada en el cuerpo primario de la planta.

Se sabe que, las células cortas son los componentes indicativos de fitolitos de pastos que tienen morfología específica, de importancia taxonómica (Piperno, 1988). Por el contrario, las células largas, dada su gran distribución en diferentes tipos de plantas, no son utilizadas para realizar clasificaciones taxonómicas. Es por ello que las células largas presentes en los perfiles estudiados, como son las formas elongadas, en punta y abanico según Twiss (1992), no se tomaron en cuenta dentro del análisis. Las células largas de mayor predominancia son de formas tubulares, algunos aserradas o estriadas, en proporciones que van de 38 a 60% de los horizontes estudiados (Figura 17, parte superior). Los mayores porcentajes se ubican en horizontes Ap, que evidencian agricultura representada por plantas *Gramíneas* (Piperno, 1988) (Figura 18a, f, g, i, l, m, n).

En el caso de las células cortas de pastos, se ha demostrado en varios estudios (Brown, 1984; Piperno, 1988; Fredlund y Tieszen, 1994) que el agrupar las formas de fitolitos según su camino fotosintético C3 o C4, es muy eficiente para reconstrucciones paleoambientales. Esta diferencia bioquímica está relacionada con diferencias anatómicas en las hojas de los dos tipos de plantas; lo que a su vez, las hace más eficientes en

determinados medios ambientes. A las plantas C3 en ambientes húmedos y a las plantas C4 en ambientes secos.

Los sistemas de clasificación utilizados son simples (Figuras 4 y 5), pero efectivos para poder distinguir entre pastos C3 y C4. Estos esquemas proveen un medio semicuantitativo, para calcular la contribución de subfamilias de pastos sensibles a cambios climáticos. También permiten entender la variabilidad de los conjuntos modernos de fitolitos y los procesos responsables de esa variabilidad, para poder interpretar adecuadamente los contenidos en los paleosuelos.

Un aspecto interesante de la morfología de los fitolitos estudiados es su color. El ópalo que forma a la mayoría de los fitolitos estudiados es incoloro, pero de llamar la atención son aquéllos que presentan colores pardos (Figura 18i, k, l, m, n, q), que según Wilding y Drees (1973) está relacionado con la presencia de materia orgánica ocluida, la cual no es fácilmente accesible a la oxidación. Por esta razón, los fitolitos sirven como una fuente potencial de carbono para propósitos de fechamiento con  $^{14}\text{C}$ .

Visto lo anterior, se presenta a continuación los morfotipos dominantes en los materiales estudiados:

**Perfil Cerro Gordo.** En los horizontes estudiados se tiene como forma dominante la llamada *silla de montar* (Figura 18e), la cual se encuentra en valores mayores al 60% (Figura 17a, parte inferior) en los horizontes Ap, AB y 2A. Esta forma está bien estudiada en las investigaciones de pastos modernos (Metcalf, 1960; Twiss *et al.*, 1969; Brown, 1984) y es típica en plantas C4. Un cambio muy abrupto se encuentra en 2Bt2, donde los porcentajes de silla de montar descienden hasta un 39.7%. (Figura 17a parte inferior).

Las formas *piramidales* y *cónicas* (Figura 18b, c) siguen en orden de predominancia, aunque en 2Bt2 la forma de *quilla* tiene mayor relevancia, alcanzando el 23.6%. Fredlund y Tieszen (1994) distinguen esta última de las formas cónicas por su punta, que es lisa. Esta forma es característica de las plantas tipo C3.

Cabe la pena mencionar que en el horizonte AB, se observaron espículas de esponjas, también de composición silícica, aunque de ninguna manera predominantes. Estas presentan una característica forma de espina con un canal en su centro (Figura 18d). Dada la escasez de estas formas, es posible que provengan de un lugar distinto al de la formación del suelo, transportadas junto con otros materiales, durante los procesos de erosión y deposición por corrientes hídricas.

En 2Bt2, se identificaron fitolitos unidos de tal manera que todavía conformaban tejidos de plantas. Estos fitolitos son células largas, de colores pardos debido al contenido de materia orgánica (Figura 18i, l, m). En este horizonte se encontraron formas como el tipo *stipa* y *panicoides* (Figura 18j, n), evidenciando que es el perfil con más morfotipos observados.

**Perfil Maseca.** En este perfil, también la forma predominante es la de *silla de montar* (Figura 18fi), pero en mayores proporciones que en Cerro Gordo. En el horizonte Ap del suelo moderno, se concentra en un 56.4% (Figura 17b parte inferior), para posteriormente tener su máximo en el horizonte 2Btg1 y 2Btg2 del paleosuelo, con 77.2 y 63.9% (Figura 17b parte inferior) respectivamente. En los tres horizontes, siguen en orden de predominancia las formas cónicas, piramidales y de quilla, todas del tipo C3.

En el horizonte 2A se observaron fitolitos de formas largas con huellas de disolución, además de algunos tejidos todavía conformados por estos (Figura 18f). Las

huellas de disolución de los fitolitos responden a que los procesos de intemperismo fueron un poco más desarrollados en los paleosuelos, que en el suelo moderno.

En el horizonte 2Btg2, al igual que en Cerro Gordo, se pudieron encontrar evidencia de espículas de esponja, sumamente escasas, por lo que también puede proponerse que son alóctonas. Las corrientes fluviales pudieron transportarlas de lugares donde se desarrollaban este tipo de organismos con saturación de agua, y depositarlas en el suelo junto con otros materiales.

**Perfil Otumba.** Este perfil presenta una distribución similar a la de Cerro Gordo, teniendo también como forma predominante la silla de montar, con valores superiores al 60% (Figura 17c, parte inferior). Las otras formas predominantes son las cónicas, quilla y piramidales (las cuales son mayores en 2AB) (Figura 18f).

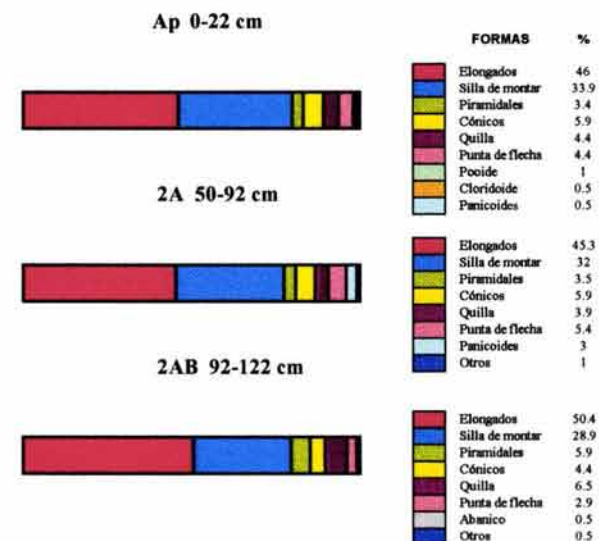
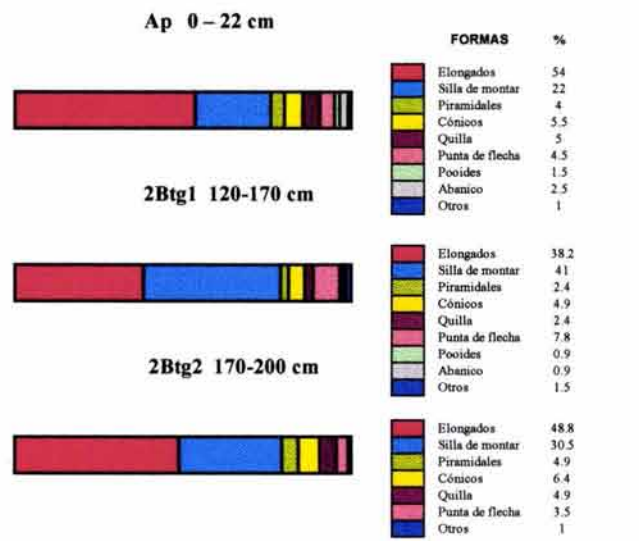
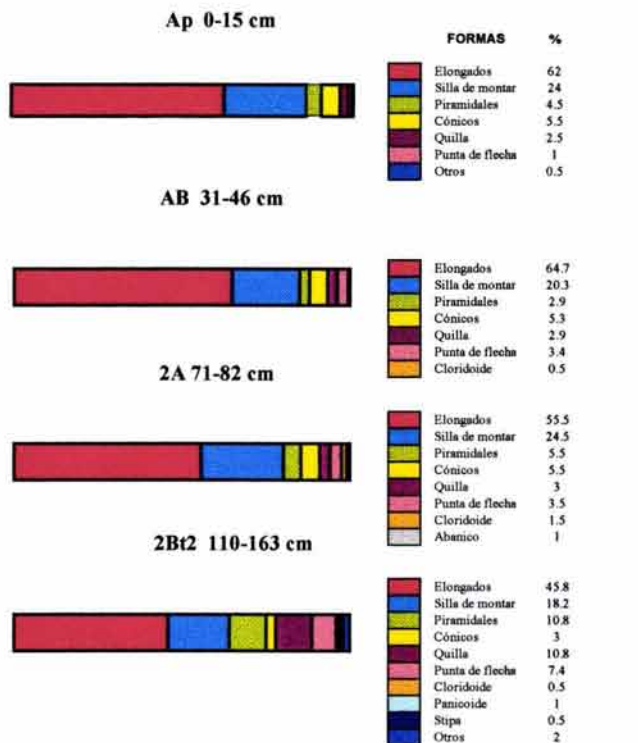
El horizonte superficial Ap, se caracterizo por tener una gran cantidad de fitolitos de colores oscuros, que incluso deban una apariencia porcelanada bajo luz natural. La concentración de estos fitolitos con altos contenidos de materia orgánica es la mayor de los perfiles estudiados. En los horizontes 2A y 2AB, al igual que en los otros perfiles, se encontraron rastros de espículas de esponjas en muy bajas cantidades. En el horizonte 2AB, se encontró la presencia de restos de tejidos de plantas conformados por fitolitos que se clasificaron como panicoides (Figura 18q).

**FITOLITOS (INCLUIDO CÉLULAS LARGAS)**

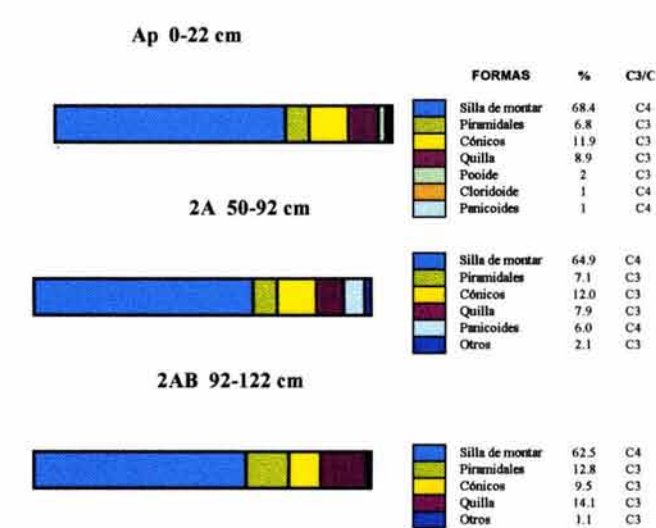
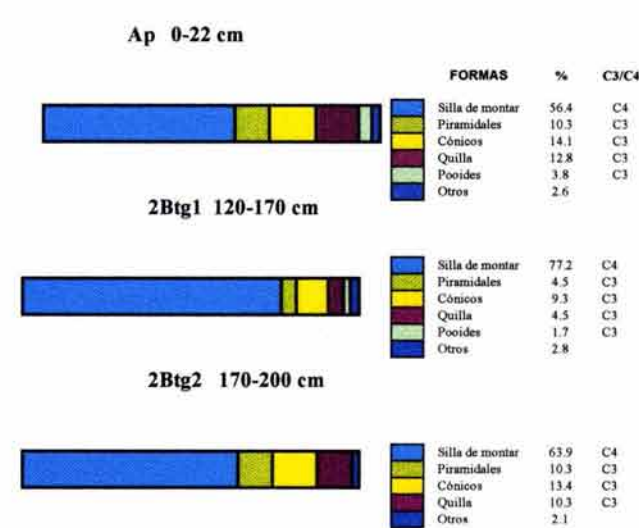
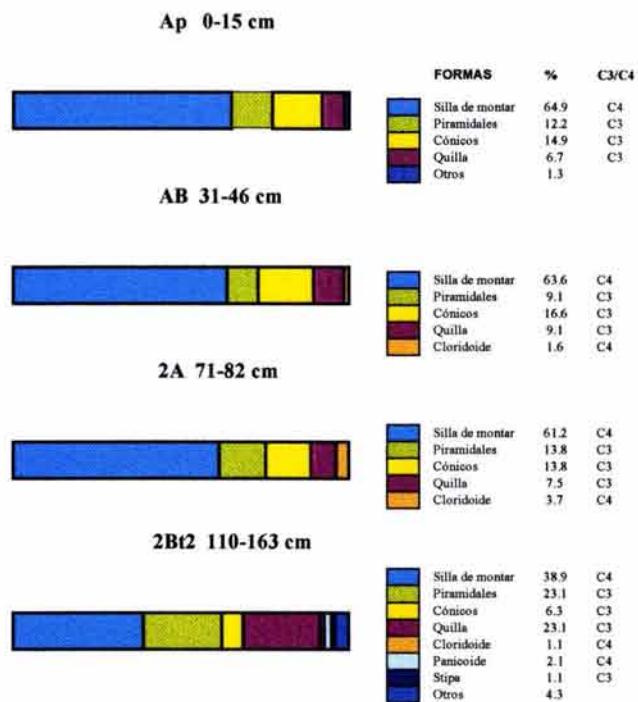
**a. PERFIL CERRO GORDO**

**b. PERFIL MASECA**

**c. PERFIL OTUMBA**



**FITOLITOS (ELIMINANDO CÉLULAS LARGAS)**



**Figura 17. Morfología de fitolitos de los perfiles estudiados.**

**Figura 18. Microfotografías de la morfología de fitolitos encontrados en los perfiles estudiados.**

- a. Horizonte Ap (0-15 cm), Perfil Cerro Gordo.** Vista en planta de un fitolito “punta de flecha”, según la clasificación de Twiss (1992) (Figura 4). Observación con luz natural.
- b. Horizonte Ap (15-31 cm), Perfil Cerro Gordo.** Vista en planta de un fitolito “piramidal”, según la clasificación de Fredlund y Tieszen (1994) (Figura 5). Nótese la base cuadrada y su parte superior representada por un cuadrado más pequeño. Observación con luz natural.
- c. Horizonte Ap (0-15 cm), Perfil Cerro Gordo.** Vista lateral de un fitolito “cónico” de la clasificación de Fredlund y Tieszen (1994) nótese sus bordes redondeados y concavos en el centro, en su parte superior se observa una base más delgada. Observación con luz natural.
- d. Horizonte AB (31-46 cm), Perfil Cerro Gordo.** Espícula de esponja. Se trata de otros de los materiales silíceos que se pueden encontrar en los suelos, denotando una posible capa de agua. Por el centro de la “espina” se observa un delgado canal característico de estos materiales. La espícula se encuentra por encima de un fitolito “silla de montar” (según Fredlund y Tieszen, 1994). Observación con luz natural.
- e. Horizonte AB (31-46 cm), Perfil Cerro Gordo.** Corte transversal de un fitolito “silla de montar” Fredlund y Tieszen, 1994). Observación con luz natural.
- f. Horizonte 2A (71-82 cm), Perfil Cerro Gordo.** Fitolito “célula larga” (“elongado”, según Twiss, 1992), que demuestra el intemperismo al que ha sido sometido, debido a la presencia de huellas de disolución del sílice. Observación con luz natural.
- g. Horizonte 2A (71-82 cm), Perfil Cerro Gordo.** Un morfotipo característico de “abanico” (según Twiss, 1992). Es una célula que no da información sobre su ambiente de formación, dada su gran cobertura espacial.
- h. Horizonte 2A (71-82 cm), Perfil Cerro Gordo.** Resto de un tejido silicificado, conformado por “células largas”, que en su centro muestran materia orgánica porcelanada. Observación con luz natural.
- i. Horizonte 2Bt1 (92-110 cm), Perfil Cerro Gordo.** Restos de un tejido conformado por “células largas” con un gran contenido de materia orgánica, con la característica apariencia porcelanada. Observación con luz natural.
- j. Horizonte 2Bt2 (110-163 cm), Perfil Cerro Gordo.** Dos tipos de fitolitos, un “stipa” (según Fredlund y Tieszen, 1994) en una vista lateral en el lado izquierdo de un grano de plagioclasa, y en el lado derecho un tipo “panicoide” (según Twiss, 1992), nótese las formas sinuosas de este última. Observación con luz natural.
- k. Horizonte 2Bt2 (110-163 cm), Perfil Cerro Gordo.** Un fitolito “cónico” en una vista lateral, presentando en su interior materia orgánica. Observación con luz natural.
- l. Horizonte 2Bt2 (110-163 cm), Perfil Cerro Gordo.** Fitolitos unidos conformando un tejido vegetal, a manera de “ladrillos”. Es de llamar la atención la cantidad de materia orgánica presente. Tal cantidad de materia orgánica en algunas ocasiones es atribuida a un incendio (García Calderon comunicación personal, 2003). Observación con luz natural.
- m. Horizonte 2Bt2 (110-163 cm), Perfil Cerro Gordo.** Fitolitos “células largas” unidos conformando un tejido, mostrando la cantidad de materia orgánica que los compone. Observación con luz natural.
- n. Horizonte 2Bt2 (110-163 cm), Perfil Cerro Gordo.** Este horizonte muestra en particular la variedad de formas que se pueden encontrar. En la esquina superior izquierda se observa un fitolito de forma de “abanico” porcelanado debido a la presencia de materia orgánica, abajo al centro un fitolito también perteneciente a la células largas, pero de forma tubular, finalmente en la esquina inferior derecha un “panicoide” (según Twiss, 1992). Observación con luz natural.
- ñ. Horizonte 2Btg1 (120-170 cm), Perfil Maseca.** Forma característica de un fitolito “silla de montar”, visto de lado y girado un poco a la izquierda. La célula se observa con un poco de materia orgánica y con un pequeño grado de disolución del sílice. Observación con luz natural.
- o. Horizonte A (0-22 cm), Perfil Otumba.** Fitolito “piramidal”. Obsérvese su base cuadrada, sus bordes rectos que terminan en un cuadrado más pequeño en la parte más alta. Observación con luz natural.
- p. Horizonte 2AB (92-122 cm), Perfil Otumba.** Fitolito “cónico” visto en una sección lateral, nótese su base redondeada más grande. Observación con luz natural.
- q. Horizonte 2AB (92-122 cm), Perfil Otumba.** Tejido vegetal, conformado por fitolitos del tipo “panicoide”. Se observa claramente sus formas sinuosas y la cantidad de materia orgánica que los conforma. Observación con luz natural.



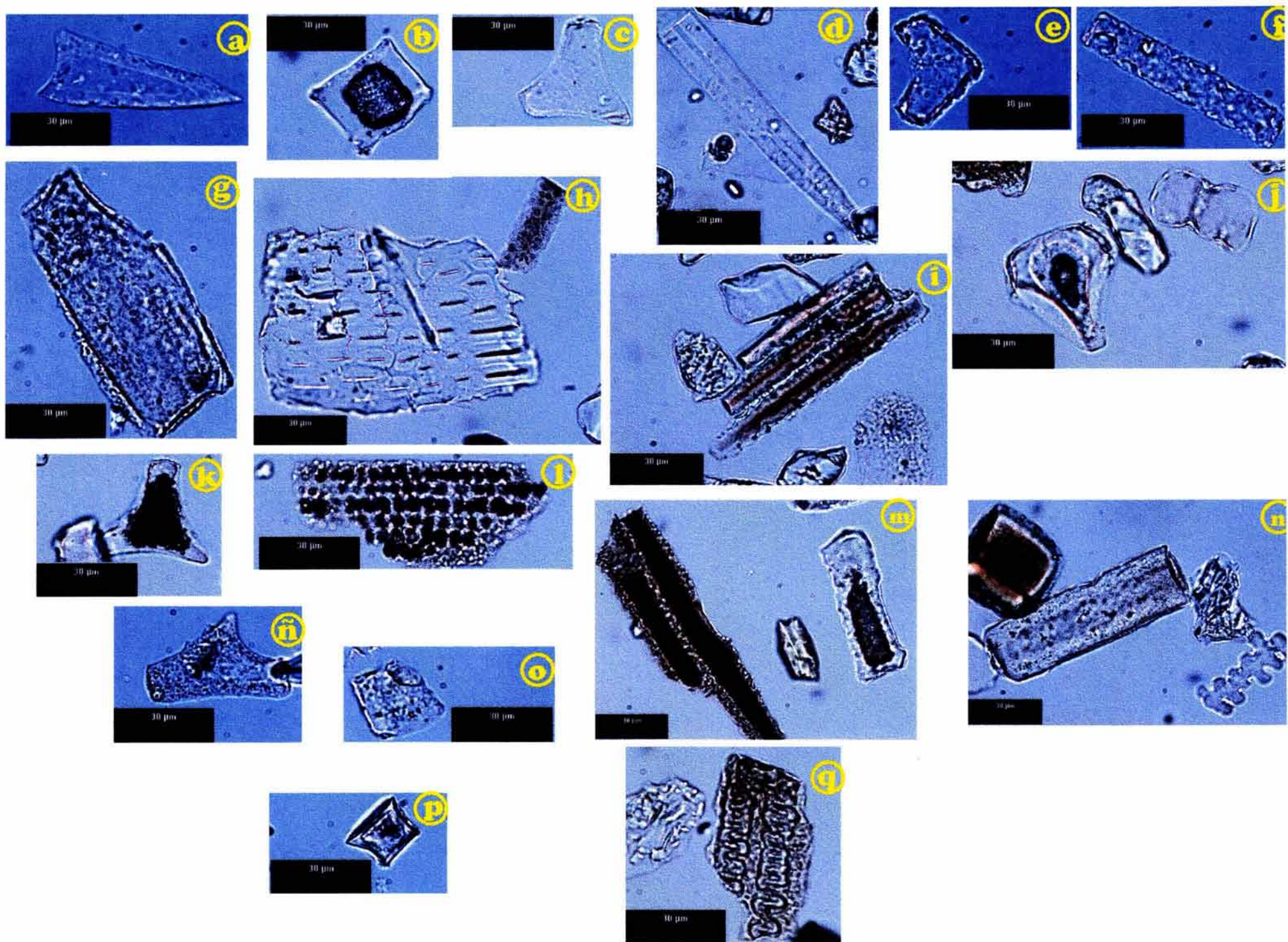


Figura 18. Microfotografías de la morfología de fitolitos encontrados en los perfiles estudiados.

## CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los resultados de los análisis efectuados permiten caracterizar a los suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacan. Mediante el estudio de sus propiedades específicas, se pueden determinar las relaciones existentes con ciertos factores de formación en mayor o menor grado. Estas propiedades son la evidencia de los procesos que tuvieron efecto en la pedogénesis. La correlación con otros registros paleoambientales en el Centro de México, que reconstruyen la dinámica ambiental para el Cuaternario Superior, sirve como marco de referencia regional.

### VI.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL VALLE DE TEOTIHUACAN

Para comprender la dinámica espacial de suelos y paleosuelos de la zona de estudio, es necesario considerar el siguiente concepto: *el suelo es un continuo que varía en tres dimensiones*. Aún cuando el suelo existe como un manto continuo, al ser muestreado se observa que está formado de un número discreto de elementos (Charman y Murphy, 1994). Las propiedades del suelo varían de un lugar a otro, pero esta variación probablemente no es el azar. Así, los cuerpos naturales de suelo son el resultado de la interacción de los factores formadores y de procesos geomorfológicos (Soil Survey Staff, 1993; Leopold, 1992).

Debido a la actividad volcánica constante que ha conformado el Centro de México en el Cuaternario, la cual ha cubierto extensas áreas de material extrusivo, las secuencias de suelos y paleosuelos se han formado en diferentes posiciones geomórficas, proveyendo información única sobre el desarrollo del suelo (Solleiro *et al*, 2003).

De acuerdo con lo anterior, la conformación geomorfológica del Valle de Teotihuacan (Pérez, 2003) presenta tres estructuras fisiográficas principales donde se dan procesos de formación de suelo: (1) edificios volcánicos; (2) mantos de acumulación de piedemonte en conos volcánicos aislados o en pequeños grupos y; (3) la planicie de acumulación. Las diferencias locales en el aporte de materiales de tipo volcánico, acompañadas de procesos de erosión y redepositación, producen variaciones considerables entre los suelos modernos y los paleosuelos. El estudio puede reflejar las condiciones de su formación como producto de la interacción de pedogénesis y el aporte de materiales de origen volcánico, transportados por la acción de escurrimientos, que al descender en las regiones bajas, depositan su carga de materiales.

#### **VI.1.1. Interacción entre los elementos de la pendiente y la pedogénesis.**

**Suelos modernos.** Con base a las evidencias macro y micromorfológicas, los suelos modernos del área corresponden a lo que Duchaufour (1984) llama *suelos poco evolucionados de aporte*, los cuales, a su vez, forman parte de los *suelos poco desarrollados*, cuya característica principal es la débil alteración del medio mineral y la presencia de materia orgánica concentrada en un horizonte A de formación rápida. Los suelos del área dan evidencia de su condición de aporte con la presencia de materiales gruesos y finos. La presencia de diversos tamaños de materiales se debe a la fragmentación de los depósitos volcánicos de la zona (lavas, depósitos de flujo ó de caída) y la remoción de éstos por lluvias.

Los *suelos poco evolucionados de aporte* son aquéllos formados a expensas de material transportado por el agua (como algunos Regosoles y Fluvisoles). Estos suelos, en general, presentan una retención de agua menor al 30% (Gama comunicación personal, 2004), y si las condiciones son apropiadas, pueden llegar a favorecer una

actividad biológica intensa. Esto provoca, a menudo, una incorporación de la materia orgánica con los minerales del suelo, formando complejos órgano-minerales.

A diferencia de Cerro Gordo y Otumba, el Perfil Maseca tiene la presencia de un horizonte B, el cual muestra evidencia de alteración respecto a horizontes subyacentes, lo cual implica un grado de evolución mayor, que el observado en los otros perfiles. Sin embargo, la aparente ausencia de un horizonte B en los demás perfiles, puede no significar necesariamente que el grado de evolución sea débil, sino la presencia de condiciones ecológicas muy particulares dadas por el relieve. Las partes altas (con pendientes más pronunciadas) como Cerro Gordo sufren arrastre de materiales por parte del agua, por lo cual se encuentran expuestas a la liberación de sus elementos solubles (sílice y bases), los cuales enriquecen las partes bajas como Maseca, aportando materiales re TRABAJADOS a los que se encuentran *in situ* estables. También puede tomarse en cuenta el factor que representa la acción humana, debido al intenso cultivo, que pudo interrumpir el desarrollo del suelo, y lo cual es más agresivo en las partes bajas del Valle como son Otumba y Maseca.

Se puede considerar que en todos los perfiles, la acción del hombre es determinante en los suelos modernos, lo cual puede comprobarse con los estudios micromorfológicos que muestran características como la mezcla de microestructuras granulares y en bloques, así como los fragmentos re TRABAJADOS de cutanes. Existen lugares donde puede considerarse que la actividad antrópica ha sido más intensa, como en Otumba, donde la presencia de canales y terrazas datan de épocas prehispánicas.

Dentro del horizonte Bk de Maseca, se observó carbonato de calcio tanto a nivel macro como microscópico. Las características de campo y la micromorfología, definen que los carbonatos encontrados en Maseca son de origen secundario dada su distribución discontinua, relleno de fracturas y poros. El carbonato de calcio precipitó

en el lugar a partir de una solución del suelo, y no es heredado del material original del suelo (material volcánogénico). Los carbonatos estudiados en secciones delgadas están relacionados con la microestructura y fábrica del suelo (Figura 11a, b). Según Pustovoytov (2003) los carbonatos en los suelos son producto del clima (si es que se trata de un material parental, que no contiene carbonato de calcio), básicamente bajo condiciones ústicas.

Un incremento en la temperatura promueve la evaporación en el suelo y aumenta las condiciones de concentración de soluciones carbonatadas. La sequía prolongada daría origen a concentraciones de carbonatos como las estudiadas.

**Paleosuelos.** En lugares como Cerro Gordo y Maseca, pese a la erosión sufrida en diferentes grados, los paleosuelos muestran gran acumulación de arcillas iluviadas. Estas fueron resultado del intemperismo del material parental y llegaron a constituir horizontes Bt (Luvisoles). Precisamente es el tipo de mineral arcilloso (y sus discontinuidades, que no son marcadas por otros criterios morfológicos) lo que permite distinguir los procesos que dieron lugar a la formación del paleosuelo. La predominancia de caolinita, en el caso de Cerro Gordo, en el horizonte 2Bt2 (Tabla 7) indica otro posible evento de edafogénesis que es apoyado por el análisis de fitolitos (Figura 17a). En dicho horizonte se encontraron cantidades extremadamente abundantes de células cortas (Figura 17) tipo C3, sugiriendo que el horizonte estuvo expuesto durante cierto tiempo a la cubierta vegetal de un ambiente húmedo y posiblemente cálido, indispensable para la formación de minerales arcillosos como la caolinita.

En Maseca, además de la iluviación de arcilla, se dan procesos de óxido-reducción evidenciados por el moteado del suelo y sus recubrimientos de Fe-Mn (dados por un exceso de humedad). Este último proceso, está relacionado con cambios en el

nivel freático en la zona, que también está determinado por la topografía. Debido a la altitud del perfil de Cerro Gordo, donde el nivel freático está más alejado de la superficie, los horizontes arcillosos no se vieran afectados por su influencia.

En Maseca también se observó la presencia de caolinita en el paleosuelo pero no abundaba como en Cerro Gordo, además de que el análisis de fitolitos arroja información de períodos más secos (predominancia de plantas C4).

En Otumba, de acuerdo a los análisis efectuados, los paleosuelos muestran un menor desarrollo con respecto a los otros dos perfiles (con materiales más gruesos y ausencia de horizontes Bt). La presencia de haloisita deshidratada como mineral arcilloso se da en todo el perfil y denota épocas secas que son también apoyadas por la presencia de células C4 en los fitolitos. Este paleosuelo pueden ser representativo de ciclos cortos de estabilidad del paisaje (Jasso, *et al.*, 2002), a diferencia de los paleosuelos con horizontes argílicos que representan ciclos largos. La duración de estos ciclos puede depender de eventos naturales como lo son la constante descarga de materiales, que impide el desarrollo profundo de suelos, así como del impacto de organismos (en este caso antropización).

De acuerdo a la información recabada, es evidente que existe una serie de procesos para la formación de suelos y paleosuelos, como respuesta a las condiciones ambientales imperantes.

## **VI.2. CICLOS DE EVOLUCIÓN DE SUELOS Y PALEOSUELOS EN EL VALLE DE TEOTIHUACAN**

### **VI.2.1. Fases del ciclo de evolución**

El material parental de los suelos del área de estudio, es del tipo volcano-aluvial y volcano-coluvial (Gama, comunicación personal) y una vez estabilizado, es

colonizado progresivamente por la vegetación, construyéndose en la superficie un horizonte A rico en materia orgánica. Posteriormente aparece un horizonte B, que poco a poco, aumenta de espesor. Así se da una evolución del suelo que lo conduce a un equilibrio estable, que caracteriza también a la vegetación imperante.

Para Duchaufour (1984), la sucesión de fases arriba mencionadas que originan un perfil estable, constituye lo que llama *ciclo de evolución*. La interacción de esas fases, condicionada por factores ecológicos, es lo que permite definir la evolución de un perfil. Es aquí donde adquiere suma importancia el factor tiempo, dentro de los procesos formadores de suelo, y sobre el que se fundamenta la ciencia de la Paleopedología. Es necesario hacer algunas observaciones importantes: los procesos para la formación de un perfil de suelo, se llevan a cabo a diferentes velocidades, que dependen de factores como el grado de intemperismo, condicionado en la zona por el ambiente. Esto explica porqué los horizontes A, tanto de suelos como de paleosuelos de la zona de estudio, se formaron más rápidamente que los horizontes B.

La ruptura del equilibrio estable del suelo, es producto de la destrucción de la vegetación a la cual se encuentra unido, provocada por alguna catástrofe natural o por la acción humana (Duchaufour, 1984). En los perfiles estudiados, las discontinuidades que ponen de manifiesto la presencia de paleosuelos, se deben a las rupturas en el equilibrio de esos suelos antiguos.

En Cerro Gordo, el suelo moderno presenta un perfil tipo Ap/Ah/AB/ BC, evidenciando un proceso de formación más rápido, que el mostrado en los paleosuelos. El primer paleosuelo es reconocido por una discontinuidad clara, no sólo litológica y mineralógica, sino morfológica, presentando un perfil tipo 2A/ 2B/E/ 2Bt1/ 2Bt2/ 2BtC. Sin embargo, entre 2Bt1 y 2Bt2 aparece otra discontinuidad, tal como lo indican los resultados de la mineralogía de arcillas y porcentaje de fitolitos. Por esta razón, 2Bt2

representa otro ciclo pedogenético previo al desarrollo de 2A/ 2B/E/ 2Bt1, constituyendo un tercer paleosuelo, cuya designación correcta es 3Bt/ 3BtC.

Maseca muestra un suelo moderno tipo Ap/ Bk/ C, sepultando a 2Btg/ 2C. El horizonte A de este paleosuelo fue erosionado.

Otumba no muestra suelos de gran desarrollo, distinguiéndose principalmente horizontes de poco espesor y evolución, que son típicos de Fluvisoles.

Establecido lo anterior, puede hablarse de que en el Valle de Teotihuacan, la conformación de suelos y paleosuelos responde a dos tipos de ciclos evolutivos: cortos y largos.

Duchaufour (1984) admite que, en general, la alteración del suelo es uno de los mejores índices de la naturaleza y grado de la pedogénesis; así se pueden distinguir dos fases: una primera fase, rápida, de *bisialitización* (formación de arcilla por transformación en un clima templado, principalmente a partir de los minerales primarios), y una segunda fase, lenta de *monosialitización* (generalmente son arcillas neorformadas, es decir, construidas a expensas de materiales liberados por una alteración total). La segunda fase, en particular, parece ser que se acelera cuando las condiciones climáticas son cálidas y húmedas, mientras que, por el contrario, se encuentra considerablemente frenada en clima templado o frío, hasta el punto de que no existe este proceso en condiciones actuales; únicamente es visible en materiales de origen muy antiguo. Así el clima desempeña, el factor fundamental para la realización de estas fases de evolución, pero su acción puede ser modificada fuertemente por los factores locales, llamados *estacionales* (Duchaufour, 1984).

De acuerdo con lo anterior, en el Valle de Teotihuacan se pueden observar los dos procesos debido a la mineralogía de arcilla estudiada.



En el caso del Perfil Cerro Gordo, el paleosuelo más profundo (3Bt/ 3BtC) y que demuestra una presencia predominante de caolinita, puede correlacionarse con la fase de monosialitización (el nombre tiene que ver con la estructura de la arcilla, en este caso 1:1). Lo mismo ocurre con el paleosuelo de Maseca (2Btg1/ 2Btg2/ 2C), donde existe también predominancia de caolinita, aunque no tan marcada como en Cerro Gordo. Las condiciones de humedad también son apoyadas por la presencia de células cortas C3 en Cerro Gordo, pero no sucede lo mismo en Maseca, donde predominan las C4. Sin embargo, la presencia de haloisita deshidratada (7Å) en Maseca puede ser indicativo de períodos secos, que fueron más largos que los húmedos, tanto que permitieron el desarrollo de cubiertas vegetales condicionadas a un clima seco. Por tanto para el paleosuelo de Maseca, se puede proponer la presencia de períodos húmedos cortos, con alternancia de períodos secos largos.

En Otumba, el paleosuelo con presencia predominante de haloisita deshidratada y plantas C4, indica que los períodos fueron más secos que en los otros paleosuelos (algo muy similar a lo observado en el segundo paleosuelo de Cerro Gordo). Además si no existe presencia de caolinita, se demuestra que está más influenciado por un período de formación rápido característico de climas templados (aunque con períodos secos prolongados).

La presencia de minerales haloisíticos y de células cortas tipo C4 en fitolitos es congruente con el clima templado seco (precipitación entre 500-600 mm) en el Valle de Teotihuacan y con la vegetación de tipo xerófilo predominante (Castilla y Tejero, 1983). Existen variaciones locales como lo es Maseca, donde en sus horizontes modernos se encontró caolinita casi en la misma proporción que haloisita, pero las plantas C4 determinan que los períodos secos fueron más constantes, además de la presencia de

carbonato de calcio. La caolinita encontrada también puede ser producto del material heredado por el material coluvial que llega a las partes bajas del Valle.

Es probable que este suelo moderno sea poligenético y que se integre la información del clima antiguo y del actual.

Los paleosuelos más profundos de Cerro Gordo y Maseca (3Bt/ 3BtC y 2Btg/ 2C, respectivamente) pueden representar ciclos largos y condiciones de clima cálido y húmedo.

El segundo paleosuelo (2A, 2B/E y 2Bt1) de Cerro Gordo posee características que pueden poner de manifiesto un suelo de ciclo “intermedio”, evidenciado sobre todo por la iluviación de arcilla. Las condiciones ambientales que se interpretan son húmedas pero más frías que en el caso anterior. En Maseca, se pueden observar algunos rasgos similares, sobre todo en características micromorfológicas las cuales muestran en horizontes Bw y C acumulación de arcilla formada *in situ*.

Sin embargo, los fenómenos observados en Cerro Gordo y Maseca, se pueden explicar por la importancia que tiene el factor **tiempo** en la formación de los dos paleosuelos. Cuando la erosión y depósito del material proveniente de laderas más altas es demasiado reciente, el comienzo tardío de la pedogénesis no permite que ésta llegara a un mayor desarrollo y, en consecuencia, aparece un mosaico de suelos que representa según la edad y posición topográfica del material (influenciados desde luego por el clima), fases más o menos avanzadas, del ciclo característico de la zona del Valle de Teotihuacan.

#### **VI.2.2. Duración de los ciclos evolutivos en el Valle de Teotihuacan**

Los **horizontes A**, que proceden de la actividad biológica, son los que, como ya se había expuesto, se forman más rápidamente. Según Laatsch (1963), el equilibrio (el

cual está definido por la interacción de materia orgánica, minerales y materiales en suspensión del suelo con la vegetación) alcanza al cabo de un período que oscila entre 600 y 1500 años, según la naturaleza de la vegetación y la riqueza química del material. Pero debe tomarse en cuenta, que estos datos proceden de estudios realizados en el centro de Europa, donde no se presenta la dinámica de procesos geológicos que aparecen en México.

Dado que la zona de estudio se ubica en terrenos de vulcanismo básico primordialmente, y de acuerdo a lo reportado en los análisis de laboratorio y mineralógicos, es posible que los suelos tanto antiguos como modernos del Valle de Teotihuacan, presenten características similares a lo que Duchaufour (1984) llama *suelos con propiedades ándicas*, en diferentes intergrados de transformación.

En el pasado, los suelos con propiedades ándicas eran considerados característicos de afloramientos de cenizas volcánicas y formados fundamentalmente por complejos organo-minerales. Más tarde se reconoció que su extensión era mayor y que se les podía encontrar sobre otros materiales eruptivos consolidados, con cierta composición vítrea (Mancini, 1964).

Los compuestos organo-minerales amorfos son evidentes en todos los perfiles estudiados desde el momento en que se realiza la separación de fracciones del suelo para su estudio mineralógico. En general los horizontes presentaron dificultad en la extracción de hierro por medio de ditionito, debido al complejo tan fuerte que realizaban con la materia orgánica que no llegó a destruir el peróxido de hidrógeno en los pretratamientos. Por ello en la mayoría de las muestras estudiadas (si bien los suelos modernos fueron los que presentaron mayor dificultad en su tratamiento, ya que en los paleosuelos fue menor) se realizó un tratamiento posterior con hipoclorito de sodio para separar los complejos, sobre todo en lo que refiere a la fracción arcilla.

Como ya se ha mencionado la fracción arcilla fue muy difícil de estudiar, debido al revestimiento de esas "películas amorfas", que es necesario eliminar completamente si se quieren obtener difractogramas que puedan ser interpretados con cierta seguridad, libres de picos mal definidos, como los que aparecen en la Figura 15.

Es necesario señalar, que la extracción y valoración de los complejos amorfos es particularmente delicada; tienen que utilizarse disolventes bastante suaves para no atacar ciertas arcillas, principalmente las haloisitas, pero al mismo tiempo, suficientemente eficaces para extraer geles minerales en su totalidad.

Según Hetier (1975) los compuestos minerales amorfos "estabilizan" la materia orgánica y la protegen contra la biodegradación microbiana, lo que provoca su acumulación en los perfiles estudiados. La formación masiva de complejos órgano-minerales amorfos, es independiente de la vegetación, y está regida por el factor clima que a su vez está sujeto al relieve de la zona.

Los suelos con propiedades ándicas en rocas consolidadas, producto de depósitos volcánicos, pueden formar un horizonte B de poco espesor; pero cuando este horizonte está poco diferenciado, la mayor parte conteniendo materia orgánica, se caracteriza por la acumulación de complejos. Se considera entonces como un horizonte AB, como el observable en los suelos modernos de Cerro Gordo y Otumba, así como en el paleosuelo de este último.

Según Duchaufour (1984), los suelos con propiedades ándicas están profundamente modificados por la influencia de la desecación. Si las fases de desecación son largas o repetidas, se produce una evolución de los amorfos minerales y orgánicos, y el suelo con propiedades ándicas se transforma en otro tipo de suelo. Así, los cambios de condiciones con relativa humedad a más templadas o secas, como en la actualidad, pudo influir en la formación de algunos de los suelos de ciclo corto

estudiados en el Valle de Teotihuacan, que están relacionados directamente con fluctuaciones en las condiciones ambientales.

Fue necesario explicar lo anterior, para poder comprender lo que Duchaufour (1984) afirma al respecto del tiempo que necesita un material, como el que conforma los suelos de ciclo corto en el Valle de Teotihuacan, para alcanzar su equilibrio. En comparación con otros suelos, los que tienen propiedades ándicas tardan en alcanzar su equilibrio, debido a un “bloqueo” en la mineralización, producto de sus componentes amorfos. El tiempo para llegar al equilibrio, puede ser hasta de 4000 años. Sin embargo este tiempo depende del clima, ya que si se presentan fases de sequía prolongada, los amorfos cristalizan irreversiblemente a arcillas y comienza el proceso de eluviación. Este proceso ha sido observado en los paleosuelos del Nevado de Toluca, tal que, aún en horizontes A formados en períodos de 2000 años, ya existe arcilla iluviada (Sedov *et al.*, 2003).

El “bloqueo” en la génesis de minerales arcillosos, es producto de la incorporación al suelo de materia orgánica, producto de la descomposición vegetal, lo que modifica la orientación de la alteración del suelo. Al parecer, los compuestos orgánicos producidos insolubilizan los de aluminio y hierro, manteniéndolos en estado amorfo e impidiendo su reestructuración como minerales arcillosos. Sin embargo, los minerales amorfos ejercen una acción importante, sobre la evolución de la materia orgánica. Dichos compuestos, siempre retienen humedad, lo que acelera la descomposición de la materia orgánica fresca (esto es muy evidente en las secciones delgadas con colores pardo-oscuro, en diversas estructuras vegetales gruesas y material fino, como se observa en las Figura 10a, b, c, e). Los minerales amorfos ricos en aluminio y hierro, estabilizan y protegen los compuestos orgánicos contra la

degradación microbiana, de tal forma que éstos se acumulan en cantidad considerable, como se observó en diferentes secciones delgadas con el microscopio petrográfico.

De hecho, gracias a esta acción “protectora” de los amorfos, paleosuelos sepultados como los del Nevado de Toluca muestran horizontes A perfectamente conservados, con cantidades altas de carbono orgánico (2%), que no fueron destruidos por diagénesis (Sedov *et al.*, 2001).

### VI.2.3. Acción de los factores estacionales en el Valle de Teotihuacan

Duchafour (1984) define como *factores estacionales*, a aquéllos factores del medio que intervienen en forma local.

Uno de los factores estacionales que actúa con más frecuencia, es la falta o insuficiencia de “drenaje local”, que origina en los suelos *características hidromorfas*. Ejemplo de estas características, se observaron en el paleosuelo de Maseca, concretamente en sus horizontes Btg, y que representan la capacidad del suelo para conservar humedad.

En suelos con drenaje local lento, la saturación de agua se presenta por períodos largos. Esto ocurre en regiones con condiciones húmedas. El moteado o manchas observables en los horizontes Btg de Maseca son indicativos de que el suelo ha sufrido períodos de sequía y humedad excesiva. Las condiciones que contribuyeron en el drenaje local de este suelo fueron un nivel freático relativamente alto o fluctuante, condicionado por la posición topográfica.

La topografía es uno de los factores de estación más importantes en el Valle de Teotihuacan. Las pendientes actúan enérgicamente sobre la pedogénesis, ya que modifican la orientación de los flujos de agua que penetran en el suelo y parte de esta

agua fluye lateralmente; a su vez, la infiltración también se encuentra limitada, en beneficio de los flujos superficiales, que son el principal agente erosivo en la región.

El movimiento lateral del agua que se produce a lo largo de una pendiente (aunque sea muy débil y poco aparente), orienta la pedogénesis de manera diferente. En este caso, las partes altas como Cerro Gordo tienden a empobrecerse en beneficio de las partes inferiores (Maseca y Otumba), que se enriquecen con elementos importados desde las zonas elevadas (Conacher y Dalrymple, 1977).

También la cantidad de agua presente en el suelo, en gran parte controla en la temperatura del suelo. El agua tiene una capacidad térmica específica elevada (1 cal,°C/g), mientras que un suelo seco tiene una capacidad térmica específica de aproximadamente 0.2 cal,°C/g. Esto tiene que ver con el tiempo de retención del agua en un suelo, es decir, una vez que dicho suelo se humedece, necesita más tiempo para evaporar el agua, que un suelo seco. Los suelos modernos del área de estudio, donde la fracción que predomina es la arena (Figura 13), retienen menos agua que los suelos sepultados más arcillosos, por lo cual su capacidad de evaporar el agua debido a la acción del sol, es más rápida que en los paleosuelos.

Así, los procesos dados de pedogénesis son función de los factores ecológicos, donde el que rige principalmente en el área de Teotihuacan es el relieve, del cual depende el clima. Pero no se puede dejar a un lado el material parental, de origen volcánico, y el cual aporta características distintivas al suelo, representadas por las propiedades ándicas. Duchaufour (1984), clasificó un conjunto de procesos en orden de intensidad decreciente, y que pueden ser aplicables a la formación de suelos en el Valle de Teotihuacan:

- 1) Acción mecánica fuerte, que provocó el arrastre de partículas de diferentes tamaños.

- 2) Acción mecánica moderada, que transportó selectivamente las partículas más finas (lavado de arcillas).
- 3) Transporte de elementos en solución.
- 4) Modificación local del régimen hídrico y del potencial de óxido-reducción.

#### VI.2.4. Intervención del hombre en los procesos de evolución del suelo

La actividad humana en el Valle de Teotihuacan se estima desde hace 3100 años a.P. (McClung, *et al.*, 2003), y su impacto pudo modificar la evolución natural de los suelos, bien a través de una acción directa, interviniendo bruscamente, como lo es el cultivo o a través de una acción indirecta, lenta y progresiva, que se ejerce por medio de la vegetación. La vegetación original producto del equilibrio del suelo, es destruida progresivamente (talas abusivas, pastoreo, incendios, levantamiento de hojarasca, entre otros) y sustituida por una vegetación secundaria, lo que da lugar a una transformación del suelo que Buol y colaboradores (2000) denominan “degradación”. En ambos casos, el tipo de materia orgánica se modifica, lo que imprime un nuevo tipo de pedogénesis al perfil; la degradación puede considerarse en este sentido, como totalmente postglaciar y afecta por consiguiente, a los ciclos cortos.

Así se tiene que los rasgos micromorfológicos, que caracterizan a los suelos modernos de los perfiles estudiados del área en sus horizontes cultivados, son el resultado de una fuerte bio y antropo-pedoturbación. La primera es producto de la acción de la fauna y flora del suelo, se observan rellenos de cámaras de diferente tamaño de partículas, canales, excrementos y restos de tejidos vegetales en diferentes grados de descomposición, así como fitolitos. La antropo-pedoturbación, está representada por rasgos que según Buol y colaboradores (2000), son característicos del



manejo agrícola. Prueba de ello son diferentes rasgos observados en los suelos como la mezcla de agregados granulares y en bloques; recubrimientos de arcilla retrabajados, restos de alfarería en los horizontes superficiales, cutanes de arcilla “sucios” (características distintivas de horizontes agrícolas o *ágricos*), cutanes limosos, datos que son apoyados por McClung y colaboradores (2003). Asimismo se tiene una erosión acelerada, que ha sido acentuada por la deforestación (Gama *et al.*, 2004).

### VI.3. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS SUELOS Y PALEOSUELOS A TRAVÉS DEL PAISAJE

En un trabajo sobre reconstrucción del ambiente son esenciales las correlaciones a través de distancias cortas, debido a la gran variabilidad en las propiedades pedológicas. Los suelos usados para propósitos de correlación son llamados unidades estratigráficas de suelo. Estas se definen como suelos con características físicas y relaciones estratigráficas que permiten su reconocimiento (Leopold, 1992).

**Correlación entre los perfiles estudiados.** Los suelos modernos de los perfiles estudiados comparten características (algunos horizontes Ah no se observan debido a la erosión y los C fueron alterados), como son: estructura granular moderadamente desarrollada, contenido de estructuras orgánicas (vegetales, excrementos, material fino), presencia de haloisita y complejos organo-minerales amorfos en la fracción arcilla, alteración incipiente de los minerales primarios, predominantemente de fracciones arena y limo, y antropización ocasionada por cultivo. Sin embargo, el estudio de las propiedades de los horizontes Bk y C en el perfil Maseca, (carbonatos, poco material retrabajado, heterogeneidad de arcilla) puede representar una fase diferente de pedogénesis, en relación a los otros sitios.

Las observaciones macro y micromorfológicas parecen mostrar una posible correlación entre los paleosuelos de Cerro Gordo y Maseca. Rasgos como estructuras en bloques subangulares (con algunas reminiscencias de estructura granular, a nivel microscópico para algunos horizontes), iluviación de arcilla, presencia de nódulos de Fe, disminución del contenido de materia orgánica (en comparación con los suelos modernos), formación de hiporrevestimientos en cavidades (de hierro, arcilla, limo y algo de materia orgánica), denotan una posible relación entre ellos. Los resultados de difracción de Rayos X, apoyan también la correlación entre paleosuelos de Cerro Gordo y Maseca, con base al tipo de arcilla presente. En Cerro Gordo se observa la predominancia de haloisita; sin embargo en el horizonte 3Bt, se presenta un cambio abrupto a caolinita, indicando procesos pedológicos completamente distintos a la generación de haloisita. En Maseca, predomina la caolinita predominante a lo largo de todo el paleosuelo.

Finalmente los horizontes sepultados de Otumba, indican de acuerdo a lo reportado en laboratorio y campo, que el desarrollo de los paleosuelos es todavía menor que el encontrado en otros sitios. Sin embargo, con la ayuda de la mineralogía de la fracción arcilla, se evidenció la presencia de haloisita predominante, lo cual puede relacionar su paleosuelo, con el primer paleosuelo sepultado de Cerro Gordo.

Por el momento, sólo es especulativa la relación entre los perfiles, debido a la falta de datos de fechamiento. No obstante, se pueden hacer algunas correlaciones de acuerdo a estudios previos de la zona (Figura 19).

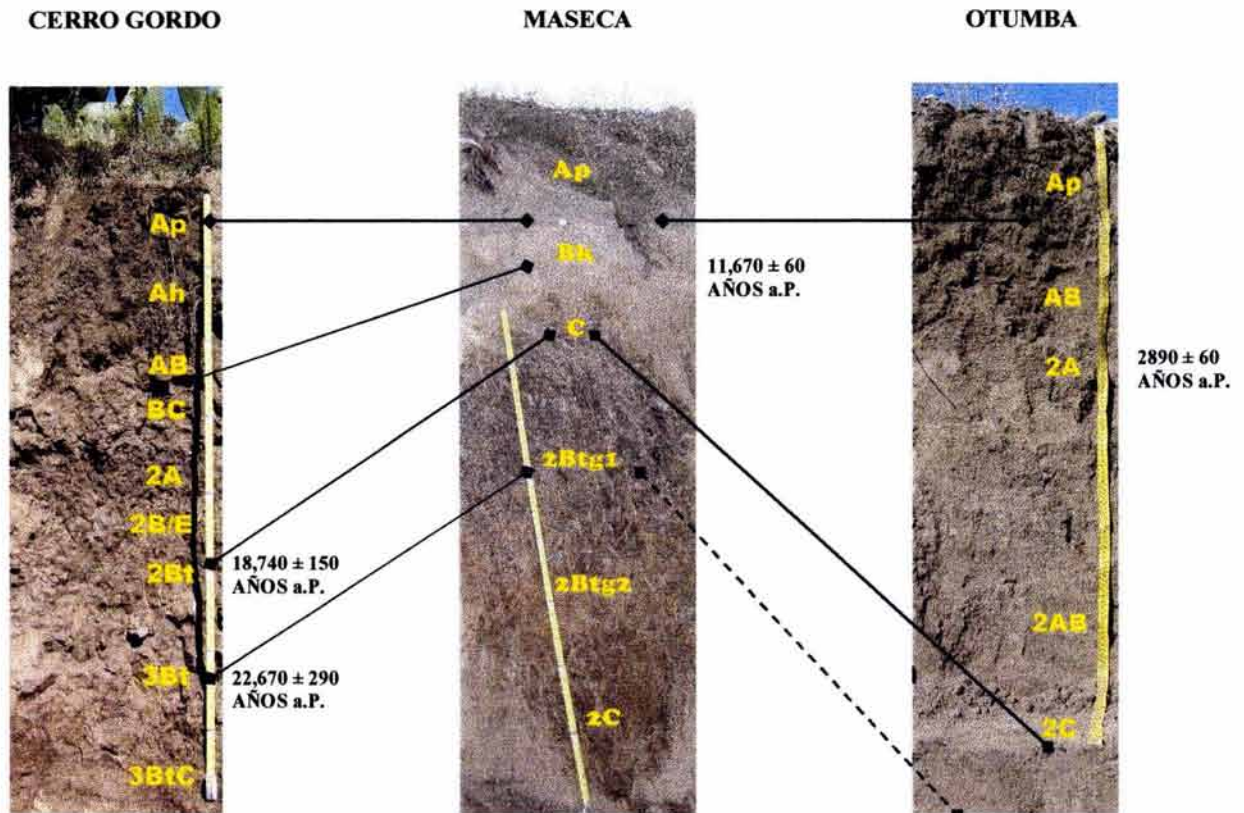


Figura 19. Correlaciones entre los perfiles de la zona de estudio, de acuerdo a sus características, así como su posible ubicación en tiempo, utilizando datos de investigaciones previas.

En la Tabla 8, se muestra el resumen de las características de cada perfil estudiado, así como una interpretación sobre sus condiciones de formación junto a la posible ubicación en el tiempo de estas. Como se observa, los suelos más antiguos fechados en  $22,670 \pm 290$  años a.P. (McClung, *et al.*, 2003) indican un ambiente cálido húmedo, forestal, que en posiciones menos elevadas (Maseca) tuvo influencia de un manto freático fluctuante.

Para fines del Pleistoceno, las condiciones se mantienen húmedas, pero la temperatura es menor, impidiéndose la formación de caolinita en el perfil. Fases secas en el límite Pleistoceno-Holoceno son evidenciadas por la presencia dominante de plantas C4 y carbonatos sobre arcilla iluviada, rasgos que también fueron observados por McClung *et al.* (2003). Aún cuando no se tienen fechados estos carbonatos, edad

estimada para ellos es de 11,000 años, de acuerdo a los datos del hombre de Tepexpan, cuyos restos fueron encontrados en una capa de caliche (De Terra, 1951). Asimismo, estos datos concuerdan con la columna estratigráfica de Mooser y colaboradores (1996) (Figura 7), y con fechamientos de McClung (comunicación personal) en paleosuelos de la Sierra Tlapachique adyacente a Maseca.

El período más reciente de formación de suelos está representado por el perfil Otumba, donde se observan las características de un clima afectado por condiciones parecidas a las actuales (templado seco). McClung (comunicación personal) cuenta con edades de  $2890 \pm 60$  años a.P. para horizontes A sepultados de la zona.

Tabla 8. Características estudiadas en suelos y paleosuelos del Valle de Teotihuacan y su posible interpretación ambiental

PERFIL CERRO GORDO						
Horizonte	Profundidad (cm)	Características	Condiciones Ambientales	Ciclo Evolutivo	Edad aproximada	Observaciones
Ap Ah AB BC	0 – 15 15 – 31 31 – 46 46 – 71	- Antropización en la parte superior - Presencia de material retrabajado - Poca alteración de minerales primarios - Complejos órgano-minerales - Generación de arcillas haloisíticas - Células cortas tipo C4 predominantes	Ambiente seco, con tendencia a un clima templado como el que impera en la actualidad.	Corto <i>Suelo de aporte poco desarrollado</i>	<b>No determinada</b>	McClung (2002) reporta elementos asociados a la perturbación del medio en las plantas, como indicadores de fluctuaciones climáticas ocasionales. También se reportan pastos asociados a condiciones secas con relación directa al clima.
2A 2B/E 2Bt	71 – 82 82 – 92 92 – 110	- Se observa eluviación e iluviación de arcilla moderadas - Predominancia de arcillas haloisíticas con una ligera presencia de caolinita - Células cortas tipo C4 predominantes	Transición a un clima más seco, pero con períodos de humedad más o menos prolongados, que permitieron la formación de un horizonte Bt.	Intermedio. La presencia del horizonte Bt, muestra un grado de evolución mayor en el paleosuelo.	<b>18,740 ± 150 años a.P.</b>	Se reportan preponderancia de plantas asociadas a condiciones secas (McClung, 2002). Es probable que al final de este período hayan existido emisiones volcánicas, originadas por las estructuras de la región que permitieron la acumulación de material que sepulto a este paleosuelo.
3Bt 3BtC	110 – 163 > 163	- Iluviación de arcilla de tipo caolinita - Células cortas tipo C3 predominantes	Ambiente húmedo cálido que permitió transformar los minerales primarios en arcillas, traslocarlas y acumularlas.	Largo. Queda evidenciado por los horizontes Bt.	<b>22,670 ± 290 años a.P.</b> Fase inicial del Último Máximo Glacial Pleistoceno Superior.	La predominancia de un ambiente húmedo es reforzado por los trabajos de Lozano y Xelhuanzi (1997), que en sedimentos del lago de Texcoco, fechados en 25000-15000 años a.P., encontraron evidencia palinológica indicadora de clima húmedo-cálido.
PERFIL MASECA						
Ap Bk C	0 – 22 22 – 102 102 – 170	- Antropización en la parte superior - Presencia de carbonato de calcio, concentrado en su mayor parte en el horizonte Bk. - Presencia predominantes de haloisita con pequeñas porciones de caolinita - Predominancia de células cortas C4	La presencia de carbonatos en Bk puede relacionarse con aumento en las tasas de evapotranspiración y la temperatura del suelo, indicando fases de sequía prolongada.	Es probable que este suelo sea poligenético y que se esté sumando la información del clima antiguo y el actual.	McClung reporta para perfiles cercanos, edades de <b>11,670 ± 60 años a.P.</b> , correlacionables con los 10,000-11,000 años que reportan Mooser <i>et al.</i> (1996) para horizontes carbonatados en el área.	McClung (2002) encontró en los restos paleobotánicos de la región, condiciones que demostraban un incremento en la temperatura y descenso en la humedad ambiental. Además los restos del "Hombre de Tepexpan" descritos por De Terra (1951) fueron encontrados en horizontes carbonatados que se ubican en edades entre 10,000 y 11,000 años en zonas aledañas.
2Btg1 2Btg2 2C	170 – 200 200 – 220 > 220	- Iluviación de arcillas caoliníticas - Presencia de rasgos de óxido-reducción con presencia de moteados y óxidos de Fe-Mn, relacionados con la posición del nivel freático en la parte baja del Valle de Teotihuacan - Predominancia de células cortas C4	Ambiente húmedo, en una primera etapa. Condiciones cambian a secas hacia la parte final de su desarrollo.	Largo. Puesto en evidencia por la concentración de caolinita en los horizontes Bt.	<b>No determinada</b>	McClung <i>et al.</i> (2003) reportan horizontes con iluviación de arcilla durante el Holoceno medio. La presencia de carbonatos en los poros junto con la acumulación de arcilla, indica fases posteriores de sequía.
PERFIL OTUMBA						
Ap AB 2A 2AB 2C	0 – 22 22 – 50 50 – 92 92 – 122 > 122	- Antropización - Estructura poco desarrollada - Material retrabajado - Poca alteración de minerales primarios - Dominancia de haloisita en la fracción arcilla - Predominancia de células cortas C4	Ambiente seco, con predominancia hacia un clima templado como el que se observa actualmente.	Cortos. <i>Suelos de aporte poco desarrollados.</i> Característicos de Fluvisoles.	McClung reporta para paleosuelos de la zona <b>2890±60 años a.P.</b> Los horizontes modernos ya se ubican en edades de ocupación humana.	Este suelo y paleosuelo pueden ser resultado de diferentes depósitos generados por transporte de agua. Este tipo de acumulaciones pudo acelerarse por la actividad del hombre con la agricultura en el área, a lo largo de los períodos de ocupación del Valle de Teotihuacan.

#### VI.4. CORRELACIONES CON OTRAS INVESTIGACIONES

**Paleosuelos del Centro de México.** En general se pudo observar que de acuerdo a los estudios de paleosuelos recientemente realizados (Solleiro *et al.*, 1995, 2003; Sedov *et al.*, 2001, 2003), los paleoambientes prevaletientes en el Pleistoceno Superior en el Centro de México eran cálidos y húmedos, evidenciados por los fenómenos de iluviación de arcilla característicos de ciclos largos de formación de suelo. Posteriormente las temperaturas descendieron para dar lugar al Último Máximo Glacial (22,000-14,000 a.P.), que al terminar permitieron una tendencia a climas más templados como son evidencia de ello algunos paleosuelos: Albeluvisoles en el Glacis de Buenavista (Solleiro *et al.*, 2003), Luvisoles estagnicos en Tlaxcala (Solleiro y Sedov, 2001). En el Nevado de Toluca los paleosuelos correspondientes a este período reflejan ambientes más secos que los actuales (Sedov *et al.*, 2001). Sin embargo no puede esbozarse un modelo claro sobre la dinámica ambiental del Centro de México, pues las condiciones estacionales modifican los efectos del clima regional.

**Registros paleoambientales del Centro de México.** En el Centro de México, los sedimentos lacustres representan hasta ahora, los registros paleoambientales más importantes. Las características que utilizan para la reconstrucción paleoambiental son: conjuntos palinológicos, grupos de diatomeas, propiedades magnéticas y propiedades sedimentológicas.

La estratificación sucesiva de las asociaciones polínicas ha permitido reconstruir los períodos climáticos del Cuaternario. Estas fases climáticas han sido importantes para el estudio del suelo, porque permiten conocer las sucesivas condiciones de clima y vegetación que presidieron la formación de las condiciones actuales de tipo templado.

La composición mineralógica de la fracción arcilla y la morfología de fitolitos de los perfiles de suelo estudiados en el Valle de Teotihuacan, permiten pensar que sus paleosuelos experimentaron alternancia de condiciones húmedas y relativamente secas durante su formación. Estas evidencias están de acuerdo (paleosuelo más profundo de Cerro Gordo y Maseca) con los datos de registros lacustres publicados (Lozano *et al.*, 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega *et al.*, 2000), los cuales muestran episodios de clima húmedo para este intervalo, especialmente bien expresados durante el Último Máximo Glacial. La existencia de un clima relativamente seco durante el Holoceno temprano mostrado por los estudios de sedimentos lacustres puede relacionarse con la mineralogía de arcilla y el conjunto de fitolitos encontrados en el primer paleosuelo de Cerro Gordo y parte del suelo moderno de Maseca, así como con el suelo y paleosuelo de Otumba.

**Registros de Europa Occidental.** En la mitad del Norte de Europa occidental, la fase glacial de Würm (Wisconsin en Norteamérica) dejó su evidencia en diversos lugares; los contrastes entre los ciclos modernos cortos y los ciclos largos antiguos, son más claros que los observados en los sitios de México. Entre ambos ciclos, la fase glacial de Würm estuvo marcada, sobre todo, por acciones de transformación mecánica en los perfiles (*crioturbación*), acompañada a menudo de la formación de *lenguas* decoloradas (grietas periglaciares estrechas, rellenas de un material deferrado) e, incluso, en los períodos menos fríos, de un cierto *lavado*.

Los materiales de origen más antiguo (Pleistoceno Inferior a Medio) presentan la huella de un clima cálido, de tipo tropical: la arcilla dominante es la caolinita y con alteración a óxidos de hierro. De acuerdo a estos registros, el clima de esta región era más acusado en cuanto a condiciones de humedad que las presentes en Norteamérica.

En cuanto a los ciclos cortos, la pedogénesis se restringe al período postwürmiense, de 10,000 años aproximadamente; pero durante este período, las variaciones climáticas fueron más limitadas en Europa que en Norteamérica y, por tanto, la vegetación predominante sigue siendo el bosque, la cual sólo se conserva en algunos lugares de México. Como ya se estudió las variaciones climáticas de la región estudiada están directamente influenciadas por las condiciones del relieve, producto del volcanismo que ha conformado el Centro de México durante el Cuaternario, y lo cual imprime características propias a la región, muy diferentes de las encontradas en el continente Europeo.

Los contrastes entre los datos recabados en México y otros países, sirven como base para realizar mejores reconstrucciones paleoambientales, ya que se aumenta el poder de resolución de los modelos propuestos para cambios climáticos a escala global, durante el Cuaternario.



## VII. CONCLUSIONES

1. El trabajo de campo mostró que la distribución de suelos y paleosuelos está determinada por el relieve, que al modificar condiciones ambientales como el drenaje, desempeña un papel esencial en el clima local. Existe un contraste entre las pendientes bien drenadas como lo es Cerro Gordo y los planos aluviales donde existe un medio confinado como en Maseca, que imprimen rasgos característicos al suelo como son los procesos reductomórficos.
2. Así las variaciones climáticas locales (mesoclimas) debidas al relieve, proporcionan evidencias de la influencia de los factores climáticos sobre la formación del suelo.
3. Los perfiles estudiados están conformados por diversos horizontes de diagnóstico y material volcánico transportado y redepositado por erosión hídrica. Las discontinuidades que se presentan entre los horizontes de suelos y paleosuelos, muestra los diferentes grados de desarrollo.
4. De acuerdo a la mineralogía de la fracción arcilla y la presencia de células cortas tipo C3 de los fitolitos, se pudo corroborar que la formación de ciertos minerales arcillosos, está determinado por las condiciones ambientales predominantes. La formación de minerales del tipo de la caolinita parece ser que es propia de condiciones húmedas, mientras que por el contrario, se encuentra frenada en clima templado, hasta el punto que no es posible observarlas en las condiciones climáticas actuales del Valle de Teotihuacan: únicamente es visible en materiales más antiguos como los paleosuelos.
5. El grado de mayor desarrollo de los paleosuelos, indica la existencia de etapas de estabilidad en el paisaje, que fueron más prolongadas con respecto a la formación de los suelos modernos. Esto muestra la presencia de los llamados “ciclos largos” para los

paleosuelos y que son propios de un ambiente húmedo; por el contrario los “ciclos cortos”, están representados por la gran mayoría de los suelos modernos, que muestran en sus características evidencia de impacto antrópico, con poco desarrollo del suelo.

6. Sin embargo dentro de los paleosuelos, existen diferencias en las condiciones de desarrollo. En el primer paleosuelo de Cerro Gordo, a pesar de que se tiene un horizonte Bt, éste muestra menos concentración de arcilla que el paleosuelo al que sobreyace (3Bt), además de que se encuentra todavía influenciado por la presencia de materia orgánica.
7. Con base en correlaciones con otros paleosuelos del Valle de Teotihuacan y trabajos de reconstrucciones paleoambientales (registros lacustres y polen), se estima que la formación del paleosuelo con horizontes 3Bt y 3BtC en Cerro Gordo es de  $22,670 \pm 290$  años a.P.. Dicho horizonte refleja condiciones de un clima cálido y húmedo para transformar minerales primarios en arcillas y acumularlas, lo cual concuerda con las condiciones que prevalecieron para el Centro de México, entre 22,000 y 14,000 años a.P., tomando parte durante el inicio del Último Máximo Glacial.
8. Los horizontes Btg de Maseca, también indican condiciones de acumulación de humedad, pero fueron afectados por condiciones de reducción, debido a la proximidad del nivel freático que se mantiene con cambios muy marcados. Además, la presencia de caolinita está acompañada de haloisita deshidratada, lo que indica que había oscilaciones de climas húmedos y secos, tal vez, ya en parte del Holoceno.  
La presencia de carbonatos secundarios en el perfil, indica fases posteriores de sequía prolongada.
9. El suelo moderno del Perfil Maseca, presenta también características que indican la unión de información de un clima antiguo, y de las condiciones actuales. En estas

condiciones se observa iluviación de arcilla, que señala un posible ciclo largo de formación, pero que sufrió una interrupción en su desarrollo debido a un cambio de clima a condiciones más secas, evidenciadas por las condiciones actuales, que son las que predominan en la caracterización del suelo.

10. El estudio a nivel microscópico, pone en evidencia la antropo-pedoturbación a la que ha estado sujeta la cobertura del suelo, en por lo menos los últimos 3100 años. Otumba es el ejemplo más claro de su poco desarrollo y la influencia de procesos erosivos y de acumulación. La presencia de películas de arcilla retrabajadas, mezcla de microestructuras, poros deformados ocluidos con diversos materiales, además de presencia de fitolitos con alto contenido de materia orgánica posiblemente relacionada con una quema, dan en conjunto, evidencia de la actividad humana a la que han estado sujetos, como suelos agrícolas característicos en antiguas áreas, que fueron reemplazadas por su vegetación original.

11. La investigación realizada demuestra que el clima no es constante en el tiempo. Las evidencias encontradas pueden demostrar que los cambios climáticos son importantes dentro de la historia de cada uno de los suelos y paleosuelos estudiados. Los suelos cambian en respuesta a los cambios en su ambiente, de modo que aquellas características que permanecen, son las que mejor definen al ambiente que existió durante su formación.

Para tener una mejor caracterización de los lugares estudiados, resulta necesario hacer un mayor número de estudios, apoyándose en otras herramientas y técnicas que permitan hacer reconstrucciones paleoambientales.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barba, P.L.A., 1995. El impacto humano en la paleogeografía de Teotihuacan. Tesis Doctoral, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 92 p.
- Bartlein, P.J., Whitlock, C., 1993. Paleoclimatic interpretation of the Elk Lake pollen record. In: Bradbury, J.P., Dean, W.E., (Eds.), Elk Lake, Minnesota: Evidence for Rapid Climate Change in the North-Central United States, Special Paper 276. Geological Society of America, Boulder, pp. 275-293.
- Bertoldi de Pomar, H., 1975. Los silicofitolitos: Sinopsis de su conocimiento. *Darwiniana*, 19 (2-4): 173-206.
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. Serie de libros y materiales educativos, no. 60, San José, Costa Rica, 1216 p.
- Birkeland, P.W., 1984. Soils and Geomorphology. Oxford University Press, New York, 372 p.
- Bradley, R.S., 1999. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary, 2a ed., San Diego, Academic Press, 613 p.
- Brewer, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley & Sons, New York, 365 p.
- Brewer, R., Sleeman, J.R., 1960. Soil structure and fabric: their definition and description. *Journal of Soil Science*, 11: 172-185.
- Bronger, A., Catt, J.A. 1989. Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation. In: Bronger, A. and Catt, J.A. (Eds.) *Paleopedology: Nature and application of paleosols*. *Catena Supplement* 16, pp. 1-8.
- Bronger, A., Heinkele, T., 1989a. Micromorphology and genesis of paleosols in the Louchuan loess section, China: pedostratigraphic and environmental implications. *Geoderma* 45: 123-143.
- Bronger, A., Heinkele, T., 1989b. Paleosol sequences as witness of Pleistocene climatic history. In: Bronger, A., Catt, J. (Eds.), *Paleopedology-Nature and Application of Paleosols* (*Catena Supplement* 16), Cremling-Destedt, Germany, pp. 163-186.
- Brown, D.A., 1984. Prospects and limits of a phytolith key of grasses in the central United States. *Journal of Archaeological Science*, 11: 345-368.

- Brown, G., 1961. X-ray identification and cristal structures of clay minerals. Londres, Mineralogical Society, 544 p.
- Bryan, K. 1948. Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie Mexicana en relación a los cambios climáticos. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo XIII, pp. 1-20.
- Bullock, P. Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel U., 1985. Hanbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publications, Wolverhampton, UK, 152 p.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., 2000. Génesis y clasificación de suelos. Trillas, 3a Edición, México, 417 p.
- Cartas Geológica y Topográfica Texcoco, E14-B21 Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, 2a edición, 1985.
- Castilla, M. E. y Tejero, J.D., 1983. Estudio florístico del Cerro Gordo (Próximo a San Juan Teotihuacan) y regiones aledañas. Tesis de Licenciatura en Biología, Escuela Nacional de Estudios Profesionales Iztacala, UNAM, México.
- Charman, P.E.V., Murphy, B.W., 1994. Soils. Their properties and management. University of Sydney. Sydney, 164 p.
- Churchman, G.J., Whitton, J.S., Claridge, G.G.C., Theng, B.K.G., 1984. Intercalation method using formamide for differentiating halloysite from kaolinite. Clays and Clay Minerals 32: 241-248.
- Clisby, K.H., Sears, P.B., 1955. Palynology of southern North America. Part III. Microfossil profiles under Mexico City correlated with the sedimentary profiles. Bol. Geol. Soc. Amer., 66: 511-520.
- Conacher, A.J., Dalrymple, J.B., 1977. The nine unit land surface model: An approach to pedogeomorphic research. Geoderma, 18, 1-154
- De Terra, H., 1951. Comments on radiocarbon dates from Mexico, In: Homenaje a Alfonso Caso, 377-388, Sociedad Mexicana de Antropología, México.
- Dokuchaev, V.V., 1883. Russian Chernozem (Russkii Chernozem). (Traducido del ruso por Kaner, N.). Israel Prog. for Sci. Trans., Jerusalén, 1967. Disponible en U.S. Dept. Commerce, Springfield, Va.
- Duane, M.M y Robert, C.R., 1989. X-Ray difracction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford. 230 p.

- Duchaufour, P., 1984. Edafología 1. Edafogénesis y clasificación. Masson, Barcelona. 493 p.
- Fanning, D.S., Fanning, M.C.B., 1989. Soil. Morphology, genesis and classification. John Wiley and Sons, New York, 395 p.
- FAO-UNESCO, 1994. Soil Map of the World Revised Legend with Corretions. World Resources Report 60, ISRIC Wageningen, 119 p.
- Flint, R.F., 1976. Physical evidence of Quaternary climatic change. Quaternary Research, 6: 519-528.
- Flores, R.D., Alcalá, M.J.R., González, V.A., Gama, C.J.E., 1992. Suelos con fragipán de origen volcánico en clima semicálido y subhúmedo. El caso del noreste del estado de Morelos. UNAM. Instituto de Geología, 10: 151-163.
- Foucault, A., Raoult, J.F., 1997. Diccionario de geología. Barcelona, Masson, 324 p.
- Fredlund, G.G., Johnson, W.C., Dort, W.J., 1986. A preliminary analysis of opal phytoliths from the Eustis Ash pit, Frontier County, Nebraska. Institute for Tertiary-Quaternary Studies, TER-QUA Symposium Series 1: 147-162.
- Fredlund, G.G, Tieszen, L.L., 1994. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. Journal of Biogeography 21: 321-335.
- Gama, C.J.E., Carreón, F.D., Palacios, M.S., Solleiro, R.E., 1998. Génesis, Identificación y Uso de los Suelos de México: Distribución, Propiedades, Clasificación y Manejo de Suelos Residuales y Transportados con aplicaciones a la Ingeniería Civil. Instituto Mexicano del Transporte y Secretaria de Comunicaciones y Transporte, Qro., México, 222 p.
- Gama, C.J.E., Solleiro, R.E., Vallejo, G.E., 2000. Weathered pumice influence on selected alluvial soil properties in west Nayarit, México. Soil and Soil Tillage Research, Elsevier 55: 143-165.
- Gama, C.J.E., Solleiro, R.E., McClung, E., Villalpando, J.L., Sedov, S., Jasso, C.C., Palacios, S., Hernández, D., 2004. Contribuciones de la Ciencia del Suelo a la investigación arqueológica- el caso de Teotihuacan. (en prensa, Revista Terra).
- García, E., 1968. Clima actual de Teotihuacan. En: Lorenzo, J. L. (Ed.). Materiales para la Arqueología de Teotihuacan XVII. INAH, México 10-27 pp.
- Gol'yeva, A.A., 1997. Biomorph analysis as a component of the genetic and morphological study of soil. Eurasian soil Science, 30: 927-936.
- Hanawalt, J.D., Rinn, H.W., Frevel, L.K., 1938. Chemical analysis by X-ray diffraction. Ind. Eng. Chem. Anal. Ed., 10: 457-512.

- Heine, K., 1984. The classical late Weichselian climatic fluctuations in Mexico. In: Mörner, N.-A., Karcén, W.D. (Eds.), Climatic changes on a Yearly to Millennial Basins. Geological, Historical and Instrumental Records. Riedel, Dordrecht, pp. 95-115.
- Hetier, J.M., 1975. Formation et évolution des andosols en climat tempéré. Tesis Doctoral, Univ. Nancy I, 258 p.
- Holliday, V.T., 1989. Paleopedology in archeology. In: Bronger, A., Catt, J. (Eds.), Catena Verlag Paleopedology-Nature and Application of Paleosols (Catena Supplement 16), Cremlingn-Destedt, Germany, pp. 187-206.
- Hutson, W.H., 1977. Transfer functions under no-analog conditions: experiments with Indian Ocean planktonic foraminifera. Quaternary Research, 3: 355-367.
- Jamagne, M., 1973. Contribution a l'étude pedogenetique des formations loessiques du nord de la France, Tesis Doctoral. Instituto Agronómico Gembloux, 445 p.
- Jasso, C.C., Sedov, S., Solleiro, R.E., Gama, C.J.E. 2002. El desarrollo de los paleosuelos como índice de la estabilidad del paisaje. Un ejemplo del centro de México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. 47: 20-35.
- Jones, L.H.P., Handreck, K.A., 1967. Silica in soils, plants and animals. Advances in Agronomy 19: 107-149.
- Jongerius, A., Heintzberger, G., 1963. The Preparation of Mammoth-sized Thin Sections. Soil Survey Papers No.1, Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen, 270 p.
- Juan, T.J., Carles, L.R., Manuel, C., 1997. Identification of phytoliths from prehistoric human dental remains from the Iberian peninsula and the Balearic islands. In: Pinilla, A., Juan, T. J., Machado, M.J. (Eds.). First European Meeting in Phytolith Research. Madrid. Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales pp. 197-203.
- Kemp, R.A., 2001. Pedogenic modification of loess: significance for palaeoclimatic reconstructions. Earth Science Reviews 54: 145-156.
- Kemp, R.A., Zárate, M.A., 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. Sedimentology 47: 3-14.
- Kerr, P.F., 1965. Mineralogía Óptica. 3a ed., McGraw-Hill, Madrid, 433 p.
- Laatsch, W., 1963. Bodenfruchtbarkeit und Nadelholzanbau, B.V.L. Verlag, Munich, 75 pp.
- Lamb, S., Sington, D., 2002. La Tierra: cómo se formo nuestro planeta. Ediciones Folio, 1a edición, Barcelona, 240 p.

- Leopold, J., 1992. Soil Geomorphology. An integration of pedology and geomorphology. Chapman & Hall., 269 p.
- Lieberoth, I., 1963. Morphogenesé et pedogenesé quaternaires dans le piémont des Pyrénées graonnaises et ariégeoises. *Géologie*, 12(2), 149-187.
- Lorenzo, J.L., 1968, Clima y agricultura en Teotihuacan. En: Lorenzo, J.L., (Ed.), *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan*, INAH, Serie Investigaciones 17: 51-72.
- Lozano, G.S., Ortega, G.B., 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 109, 177-191.
- Lozano, G.S., Ortega, G.B., 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99: 77-93.
- Lozano, G.S., Ortega, G.B., Caballero, M.M., Urrutia, F.J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* 40: 332-342.
- Lozano, G.S., Xelhuantzi, L.M.S., 1997. Some problems in Late Quaternary pollen records of Central Mexico: basins of Mexico and Zacapu. *Quaternary International* 43/44: 117-123.
- Lugo, H.J.L., 1984. *Geomorfología del Sur de la Cuenca de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, México, Instituto de Geografía, Serie 1, Vol.8, 98 p.
- Lugo H.J.L., 1989. *Diccionario geomorfológico, con equivalentes de los términos de uso más común en alemán, francés, inglés y ruso*. México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Coordinación de Ciencias, 337 p.
- Macphail, R.I, 1986. Paleosols in archaeology: their role in understanding Flandrian pedogenesis. In: V.P. Wright (Ed.). *Paleosols: their recognition and interpretation*. Princeton University Press, 263-290.
- Mancini, F., 1964. *Session Soil Classif., F.A.O. Florence, Libret guide*, 93 p.
- McClung, E., 2002. El paisaje prehispánico del Valle de Teotihuacan. *Arqueología Mexicana*, Vol. 6, No. 64, pp. 36-41.
- McClung, E., Zurita, N.J., Ibarra, M.E., Cervantes, B.J., Meza, S.M., 1998. Cronología de procesos geomorfológicos en el Valle de Teotihuacan. Los ritmos de cambio en Teotihuacan: reflexiones y discusiones de su cronología (R. Brambila y R. Cabrera, coords.), INAH, pp. 503-518.



- McClung, E., Solleiro, R.E., Gama, C.J.E., Villalpando, J.L., Sedov, S., 2003. Paleosols in the Teotihuacan Valley, Mexico: evidence for paleoenvironment and human impact. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20: 270-282.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and caliche by a dithionite-citrate system buffered by sodium bicarbonate, In Proceedings 7th, National Conference on Clays and Clay Minerals, National Academy of Science, Natural Research Council Publication, pp. 317-327.
- Metcalfe, C.R., 1960. *Anatomy of the monocotyledons I: Graminae*. London, Oxford University Press, 289 p.
- Milán, M., 1991. Estudio geológico-geofísico para la detección de cavernas en la zona arqueológica de Teotihuacan, Estado de México. *Investigaciones Geofísicas de México*, S.A., México, 210 p.
- Millon, R. 1954. Irrigation at Teotihuacan, *American Antiquity* 20(2): 177-180.
- Millon, R. 1957. Irrigation systems in the Valley of Teotihuacan, *American Antiquity* 23:160-166.
- Millon, R., 1967. Extensión y población de la ciudad de Teotihuacan en sus diferentes periodos: un cálculo provisional. Onceava Mesa Redonda de la Sociedad Mexicana de Antropología, pp. 57-78, México.
- Mooser, F., 1968. Geología, naturaleza y desarrollo del Valle de Teotihuacan, en Lorenzo, J.L., (Ed.). *Materiales para la Arqueología de Teotihuacan*. XVII, INAH, México, pp. 31-38.
- Mooser, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca de México, En: *Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal*, México D.F., Departamento del Distrito Federal, Tomo I, pp. 7-38.
- Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996. Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla. *Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. CFE 1937-1996, México. Carta Texcoco (5b).
- Munsell Charts, 1975. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation. Baltimore, Maryland.
- Nettleton, W.D., Olson, C.G., Wysocki, D.A., 2000. Paleosol classification: Problems and solutions. *Catena* 41: 61-92.
- Ortega, G.B., Thompson, R., Urrutia, F.J., 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, Central Mexico, and their palaeoenvironments implications. *Journal of Quaternary Sciences* 15: 127-140.

- Palmer, G.R., Troeh, R.F., 1989. *Introducción a la Ciencia del Suelo. Manual de Laboratorio.* México, Edit. AGT., 80 p.
- Perez, J.P., 2003. *La agricultura en Teotihuacan. Una forma de modificación al paisaje.* Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM., 284 p.
- Piperno, R.D., 1988. *Phytolith analysis: an archaeological and geological perspective.* Academic Press, Inc. San Diego, 280 pp.
- Pustovoytov, K., 2003. Growth rates of pedogenic carbonate coatings on coarse clasts. *Quaternary International*, 106-107, 131-140.
- Rapp, J., G., Mulholland, C.S., (eds), 1992. *Phytolith Systematics Emerging Issues.* Advances in Archaeological and Museum Science. Vol. 1. Plenum Press. New York.
- Retallack, G.J., 1990. *Soils of the past. An introduction to paleopedology.* Unwyn-Hyman, Inc., London, 520 p.
- Riser, J.A.M., 2002. *Quaternary geology and the environment.* Serie Springer-Praxis books in geophysical sciences. Springer, New York, 290 p.
- Rovner, I., 1983. Plant opal phytolith analysis: Major advances in archaeobotanical research. In: Schiffer, M. (ed.). *Advances in Archaeological Methods and theory* 6: 225-266. New York, Academic Press.
- Rzedowski, J., 1957. Algunas asociaciones vegetales de los terrenos del lago de Texcoco, *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 21: 1-15.
- Sachs, M.H., Webb, T., Clarck, D.R., 1977. Paleoeological transfer functions. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 5: 159-178.
- Sander, B., 1970. *An introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies.* Pergamon Press, Oxford, 365 p.
- Sanders, W.T., 1965. *The cultural ecology of the Teotihuacan Valley,* Department of Sociology and Anthropology, The Pennsylvania State University, University Park, USA, 178 p.
- Sanders, W.T., West, M., Fletcher, C., Marino, J., 1975. *The Teotihuacan Valley Project; Final report vol. II. The Formative Period Occupation of the Valley, Parts I and II.* Occasional papers in Anthropology no. 10, Department of Anthropology, Pennsylvania State University.

- Schlichting, E., Blume, H.P., 1966. *Bodenkundliches Praktikum*, Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Sedov, S., Solleiro, R.E., 2001. Gufa de campo de VI Simposio Internacional de Paleosuelos, México D.F., pp. 59-98 (inédito).
- Sedov, S., Solleiro, R.E., Gama, C.J.E., Vallejo, G.E., González, V.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.
- Sedov, S., Solleiro, R.E., Morales, P.P., Arias, H.A., Vallejo, G.E., Jasso, C.C., 2003. Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution. *Quaternary International* 106-107: 169-184.
- Segerstrom, N., 1961. Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y noreste del Estado de México. En: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. XIII, no. 3-4: 147-168.
- Simonson, R.W., 1951. Description of mottling in soils. *Soil Science*, 7: 182-192.
- Smolikova, L. 1967. Poliygenese der fossilen Lossboden der Tschechoslowakei mi Lichte mikromorphologischer Untersuchungen. *Geoderma* 1: 315-324.
- Soil Survey Staff., 1993. Handbook No. 18. *The Soil Survey Manual*. United States Department of Agriculture. Washington, 437 p.
- Soil Survey Division Staff, 1998. *Keys to soil taxonomy*, 8a ed., United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington. D.C.
- Solleiro, R.E., Gama, C.J.E., Palacios, M.S., 1995. Late Pleistocene Paleosols from Chichinautzin group in the Transmexican Volcanic Belt, México. *Simposio Universitario de Edafología. Facultad de Ciencias. UNAM.* pp. 17-18.
- Solleiro, R.E., Sedov, S., Gama, C.J.E., 2000. El estudio de los paleosuelos y sus aplicaciones en las ciencias. *La edafología y sus perspectivas al siglo XXI. Tomo II.*, 806-810.
- Solleiro, R.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.
- Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K., 2000. *Ciencias de la Tierra, una introducción a la Geología Física*, Prentice-Hall, 6a ed., España, 560 p.

- Targulian, V.O., Sokolova, T.A., 1996. Soil as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of Biospheric Interactions. *Eurasian Soil Science* 29: 30-38.
- Twiss, P.C., 1992. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths In: Rapp, G.J., Mulholland, S.C., (Eds.), *Phytolith Systematics Emerging Issues: Advances in Archaeological and Museum. Science* 1, Plenum Press, 113-128.
- Twiss, P.C., Suess, E., Smitj, R.M., 1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science of America Proceedings*, 33, 109-115.
- USDA-Soil Survey Staff, 1990. *Keys to Soil Taxonomy*, 4th edition, AID, USDA-SMSS, Technical Monograph No. 19, Blakburg, Virginia.
- Vaclav, S., 1997. *Cycles of Life. Civilization and the Biosphere*. Scientific American Library. New York, 225 p.
- Vallejo, G.E., 2002. *Morfología e intemperismo de fitolitos, en suelos modernos y paleosuelos de la parte central del Eje Neovolcánico*. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias, UNAM, 105 p.
- Vázquez, E. R., y Jaimes, P., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2): 133-189. Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- Vázquez, S.L., 1997. Late Quaternary glaciations of Táyotl volcano, Central Mexico. *Quaternary International* 43/44, 67-73.
- Villee, C.A., Solomon, E.A., Martin, C. E., Martin, D.W., Berg. L.R., Davis, P.W., 1992. *Biología*, 2a edición., McGraw-Hill Interamericana, México, 1404 p.
- White, S.E., Valastro, S.J., 1984. Pleistocene glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with standard Mexican glacial sequence. *Quaternary Research*, 21: 21-35.
- Wilding, L.P., Drees, L.R., 1973. Scanning electron microscopy of opaque opaline forms isolated from forest soils in Ohio. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37: 547-650.
- WRB, 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Reports 84. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 88 p.
- Zeevaert, L., 1951. *Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Congreso Científico Mexicano, México, Memorias, 5: 58-70.

## ANEXO 1

**CLAVES PARA LA DESCRIPCIÓN DE UN PERFIL**

**1. HORIZONTE O CAPA.** Se determina con base a la definición de Horizontes, según el Sistema ABC. (Tablas A1-1 y A1-2)

<b>SÍMBOLO</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>
<b>O</b>	Horizonte ó capa compuesta de materiales orgánicos.
<b>A</b>	Horizonte compuesto por minerales del suelo, pero oscurecido por la materia orgánica (M.O.) a la cual está íntimamente relacionada.
<b>E</b>	Horizonte mineral en el que las arcillas silicatadas, hierro, aluminio, o alguna combinación de ellos ha sido eluviado (lavado) dejando por lo regular minerales más estables como el cuarzo.
<b>AB</b>	Horizonte transicional entre A y B, pero más parecido a A que a B.
<b>EB</b>	Horizonte transicional entre E y B, pero más parecido a E que a B.
<b>A/B</b>	Horizonte transicional que puede calificar como A, excepto por algunas inclusiones menores al 50%, por volumen, que pueden calificar como B.
<b>E/B</b>	Horizonte transicional que puede calificar como E, excepto por algunas inclusiones menores al 50%, por volumen, que pueden calificar como B.
<b>BA</b>	Horizonte transicional entre A y B pero más parecido a B que a A
<b>BE</b>	Horizonte transicional entre E y B pero más parecido a B que a E
<b>B/A</b>	Horizonte transicional que puede calificar como B, excepto por algunas inclusiones menores al 50%, por volumen, que pueden calificar como A.
<b>B/E</b>	Horizonte transicional entre B y E, aunque puede calificar como B, excepto por algunas inclusiones menores al 50%, por volumen, que puede calificar como E.
<b>B</b>	Horizonte que se forma debajo del A,E u O y que muestra las siguientes características: (1) concentración iluvial (acumulación de material movida por eluviación) de arcillas silicatadas, hierro, aluminio, humus (materia orgánica), carbonatos, yeso o sílice, solos o combinados; (2) evidencias de remoción de carbonatos; (3) concentración residual de óxidos amorfos de hierro y aluminio (sesquióxidos); (4) revestimientos de sesquióxidos que hacen que este horizonte muestre valores bajos en value (brillo), altos en croma (intensidad) y rojizos en hue (matiz) que los diferencia claramente de los horizontes que le sobreyacen o subyacen; (5) alteración que origina arcillas silicatadas o libera óxidos, o ambos, y que genera una estructura de forma granular, en bloques o prismática, así como cambios de volumen, acompañados de cambios en el contenido de humedad y (6) cualquier combinación de ellos.
<b>BC</b>	Horizonte transicional entre B y C, pero más parecido a B que a C.
<b>CB</b>	Horizonte transicional entre B y C, pero más parecido a C que a B.
<b>C</b>	Horizontes o capas minerales (no material parental) relativamente poco afectados por procesos pedogenéticos y que carece de las propiedades de O, A, E, ó B puede ser ó no el material parental del suelo.
<b>R</b>	Capa que consiste en roca, dura, no disgregable con una espátula.

**Tabla A1-1. Definiciones de horizontes del sistema ABC.**

SUFILJO	DESCRIPCIÓN
<b>a</b>	Materia orgánica muy descompuesta, sólo se usa con O.
<b>b</b>	Horizonte sepultado por materiales transportados
<b>c</b>	Concreciones ó nódulos de hierro, aluminio, manganeso o titanio. La cementación en este horizonte es una característica y el cementante no debe ser sílice.
<b>e</b>	Materia orgánica moderadamente descompuesta, sólo se usa con O.
<b>f</b>	Suelo congelado, contiene hielo permanente.
<b>g</b>	Gleyización fuerte. Indica que el hierro ha sido reducido y removido durante la formación del suelo, o que la saturación con agua estancada en una parte del perfil lo haya preservado en estado reducido ( $Fe^{2+}$ ). Estos horizontes presentan colores grisáceo o verde olivo, así como moteado.
<b>h</b>	Acumulación iluvial de materia orgánica. Se usa en el horizonte "B" para indicar la acumulación de sesquióxidos, materia orgánica y minerales amorfos que, en conjunto, forman complejos químicos muy estables que, frecuentemente, revisten partículas de arena y limo.
<b>i</b>	Materia orgánica ligeramente descompuesta, sólo se usa con O.
<b>j</b>	Presencia de jarosita en capas ricas en azufre que muestran gleyización.
<b>k</b>	Acumulación de carbonatos, casi siempre de calcio.
<b>m</b>	Cementación o endurecimiento.
<b>n</b>	Acumulación de sodio.
<b>o</b>	Acumulación residual de sesquióxidos.
<b>p</b>	Labranza u otro disturbio antrópico.
<b>q</b>	Acumulación de sílice.
<b>r</b>	Alteración de la roca, este símbolo se asocia a C para indicar capas de roca madre (parental).
<b>s</b>	Acumulación iluvial de sesquióxidos, materia orgánica y amorfos en el horizonte B.
<b>ss</b>	Presencia de caras de fricción. Este símbolo se utiliza para indicar una acumulación de arcilla expansible que se ha formado, generalmente en el horizonte B y que puede ser movida por iluviación dentro de él. La arcilla puede estar en forma de recubrimientos sobre los agregados (estructura) o en los poros, laminillas o puentes entre los granos minerales.
<b>t</b>	Acumulación de arcilla en parte iluvial.
<b>v</b>	Presencia de plintita. Este símbolo se usa para indicar la presencia de un material rojizo, rico en hierro, pobre en humus, de consistencia firme o muy firme cuando húmedo y que presenta una dureza irreversible cuando se expone a la atmósfera y/o repetidos humedecimientos y secados.
<b>w</b>	Desarrollo de color o estructura o ambos, debido a procesos de alteración en el horizonte B.
<b>x</b>	Se utiliza para indicar el desarrollo de capas altamente compactadas, que muestran diferentes grados de firmeza, fragilidad y alta densidad aparente. Los horizontes y/o capas que muestran tales características son denominados fragipanes.
<b>y</b>	Acumulación de yeso.
<b>z</b>	Acumulación de sales más solubles que el yeso.

Tabla A1-2. Distinciones subordinadas dentro de los horizontes y capas de suelo, según el sistema abc.

### ***Definición de los horizontes según el Sistema ABC***

El Sistema ABC es especialmente utilizado para elaborar descripciones de suelo en campo. Es una "guía corta" cuyo objetivo es proporcionar a través de símbolos una información rápida sobre la morfología, génesis y en algunos casos sobre la clasificación del suelo. La designación de estos símbolos se basa en la descripción de color, textura, estructura, consistencia, distribución de raíces, películas y otras propiedades morfológicas del perfil. El Sistema ABC utiliza Horizontes maestros (HM), horizontes transicionales y capas.

- Horizontes maestros: O, A, E, B, C y R

- Horizontes Transicionales: Tienen propiedades de dos horizontes maestros diferentes

AB, EB, E/B, AC, BA, BE, B/E, BC, CB. El primer símbolo es el dominante.

Diferentes horizontes maestros y transicionales, incluyendo capas, pueden presentarse en un solo perfil. Sin embargo no todos los suelos, muestran todos los horizontes maestros.

### ***Numeración para indicar subdivisiones verticales de horizontes***

Si se subdividen los horizontes maestros y transicionales, deben indicarse por números arábigos. Por ejemplo: C1-C2-Cg1-Cg2 y Bt1-Bt2-Btk1-Btk2. Sin embargo, si las subdivisiones continúan a través de discontinuidades litológicas, éstas son marcadas por prefijos numéricos. Por ejemplo: Bt1-Bt2-2Bt3-2Bt4. Los horizontes pueden ser subdivididos debido a cambios morfológicos que se dan, o debido a propósitos de muestreo.

### ***Indicación de discontinuidades litológicas***

Una discontinuidad litológica es el lugar, con relación a la profundidad, donde en el suelo existe un cambio muy significativo en el tamaño de partícula y/o en la mineralogía, que se piensa ha existido antes de la formación del suelo, o cuando éste fue sepultado por diferentes materiales litológicos. La presencia de dichos materiales arriba y debajo de la discontinuidad, es indicada por números arábigos que son utilizados precediendo el símbolo del horizonte (Buol *et al*, 2000) Ejemplo: A, Bw1, Bw2, CR, C, 2C, 3C.

**2. PROFUNDIDAD.** Se refiere al espesor de cada horizonte o capa presente, el cual se expresa en cm. La profundidad efectiva, se refiere a la suma de los espesores de todos los horizontes.

**3. LÍMITE.** Este término se utiliza para exponer las características que se presentan en la separación entre los horizontes y/o capas; así se tiene que:

<b>Por su forma</b>	<b>Por su contraste</b>
Plano o Suave	Abrupto
Ondulado	Claro
Irregular	Gradual
Quebrado	Difuso

**4. COLOR.** El color del suelo, así como sus variantes (matiz, brillo e intensidad) se determinan por colores distribuidos en tarjetas desmontables (Munsell, 1975) como la que se muestra en la Figura A1.1





**Figura A1.1. Tablas de Colores de Munsell, 1975.**

En las tablas utilizadas tanto en campo como en laboratorio, todos los colores de una misma tarjeta tienen el mismo matiz (hue), o sea, el mismo color espectral. Este en los suelos, varía desde rojo (R) hasta amarillo (Y) y se designa mediante la clave que se encuentra en el ángulo superior derecho de la tarjeta. El brillo (value), es la cantidad de luz reflejada y su valor aumenta de colores oscuros a claros. Es 0 para el negro y se incrementa hasta 10 para el blanco. La intensidad (chroma) es la pureza relativa del matiz y su valor aumenta conforme disminuye el gris.

Debido a que el color del suelo depende de la humedad, especialmente con respecto al valor, es necesario describirlo también bajo esta condición. El moteado en el suelo se describe en función del contraste de colores, abundancia y tamaño del área de cada color (Simonson, 1951).

**5. TEXTURA.** Se refiere a la proporción relativa de arena, limo y arcilla en el suelo. En campo se determina al tacto, tanto en húmedo como en seco, para posteriormente

confirmarla en laboratorio. Las fracciones según tamaño (arena, limo y arcilla) se denominan separados del suelo. Los límites de tamaño, de acuerdo a los sistemas americano e internacional, aparecen en el siguiente cuadro:

Fracciones	Límites de diámetros en mm	
	Clasif. Americana	Clasif. Internacional
Arena muy gruesa	2.0 – 1.0	
ARENA GRUESA	1.0 – 0.5	2.0 – 0.20
Arena media	0.5 – 0.25	
ARENA FINA	0.25 – 0.10	0.20 – 0.02
Arena muy fina	0.10 – 0.05	
LIMO	0.05 – 0.002	0.02 - 0.002
ARCILLA	Menos de 0.002	Menos de 0.002

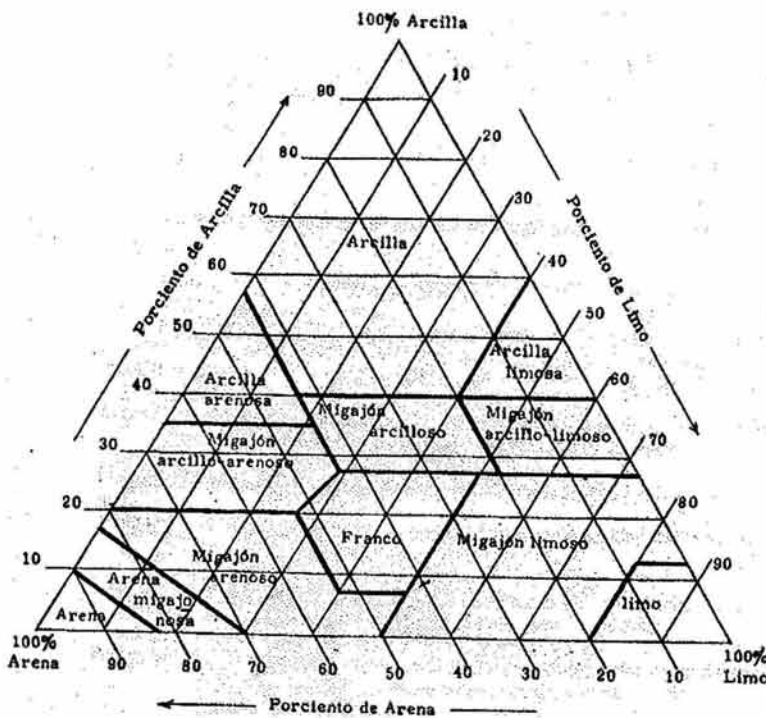


Figura A1.2. Triángulo de texturas

Cuando se conocen los porcentajes de arena, limo y arcilla, el nombre de la clase textural se determina con intersecciones de puntos en el triángulo.

### Triángulo de texturas y su uso.

La textura del suelo se expresa utilizando los nombres de las clases que se encuentran en el triángulo de texturas (Figura A1.2). Los nombres de las clases de suelos, básicamente consisten en términos **arena**, **limo**, **arcilla** y **migajón** ó **franco** usados ya sea como nombres o adjetivos.

**6. ESTRUCTURA.** Es un término que se refiere a la agregación de las partículas primarias de un suelo (arena, limo y arcilla), en partículas compuestas. La estructura es muy importante porque influye en el balance hídrico y térmico, al igual que en la aireación del suelo e, indirectamente, en la actividad biológica, el potencial de rendimiento y la erosionabilidad. La unidad individual de estructura se denomina ped. La descripción de la estructura consta de tres partes: forma, tamaño y grado de desarrollo.

- **Forma**

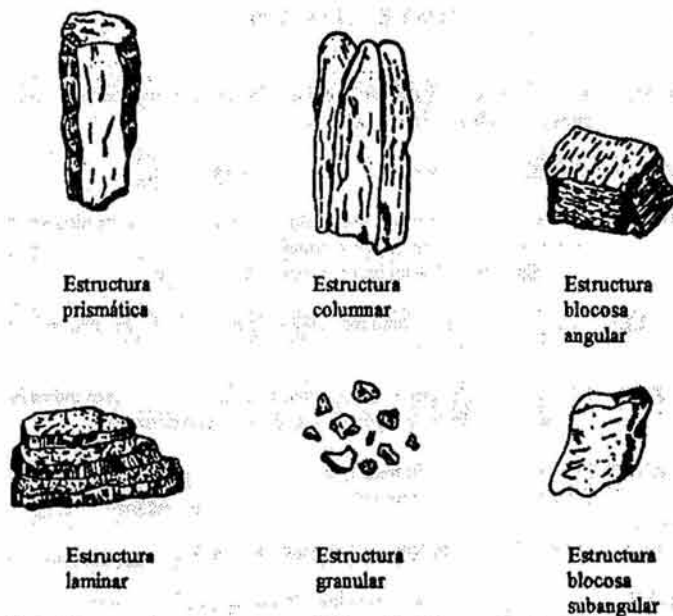


Figura A1.3. Forma de estructuras del suelo (Tomado de Gama *et al.*, 1998).

- **Tamaño de la estructura (mm)**

Clase	Laminar	Prismática	Columnar	Angular en bloques	Subangular en bloques	Granular
<b>Muy fina</b>	< 1	< 10	< 10	< 5	< 5	< 1
<b>Fina</b>	1 – 2	10 – 20	10 – 20	5 – 10	5 – 10	1 – 2
<b>Media</b>	2 – 5	20 – 50	20 – 50	10 – 20	10 – 20	2 – 5
<b>Gruesa</b>	5 – 10	50 – 100	50 – 100	20 – 50	20 – 50	5 – 10
<b>Muy gruesa</b>	> 10	> 100	> 100	> 50	> 50	> 10

- **Desarrollo de la estructura**

**-sin agregación.** No se observa ordenamiento alguno; se dice masiva, cuando es coherente, y de grano simple, cuando no es coherente.

**-débil.** Peds vagamente formados, difíciles de distinguir; cuando se perturba el material, se obtiene una mezcla de peds enteros con mucho material no agregado. Este grado puede subdividirse en muy débil y moderadamente débil.

**-moderado.** Peds bien formados y nítidos pero moderadamente durables; cuando se arregla este material, se obtienen numerosos peds enteros, algunos quebrados y poco material no agregado.

**-fuerte.** Peds bien formados y durables; cuando se desarregla este material se obtienen; principalmente, peds enteros, pocos quebrados y ningún material no agregado; este grado puede subdividirse en moderadamente fuerte y muy fuerte.

**7. CONSISTENCIA.** Se refiere a la dureza y estabilidad de un agregado del suelo, al someterlo a la presión que se genera entre los dedos índice y pulgar. Esta prueba se determina en seco y en húmedo:

<b>Seco</b>	<b>Húmedo</b>
Suelta	Suelta
Blanda	Friable
Dura	Firme
Muy dura	Muy firme

**8 y 9. ADHESIVIDAD Y PLASTICIDAD.** El primer término se refiere al grado de adherencia del suelo al ser colocado, en húmedo, entre los dedos pulgar e índice. El segundo término identifica la capacidad que muestra un suelo para ser moldeado. Según el grado de adhesividad y plasticidad, se usa la siguiente clave: 1. Nula; 2. Ligera; 3. Moderada y 4. Fuerte.

**10. POROS.** Son de importancia para el drenaje interno y aireación del suelo. Debe describirse su abundancia, tamaño dominante y forma, utilizando la lupa. Se describe su abundancia, tamaño y forma.

<b>Abundancia</b>	<b>Tamaño</b>	<b>Forma</b>
Pocos: 1 a 50 por $\text{dm}^2$	Micro: < 0.075 mm	Vesicular
Comunes: 51 a 200 por $\text{dm}^2$	Muy finos: 0.075 a 1mm	Irregular
Abundantes: > 200 por $\text{dm}^2$	Finos: 1 a 2 mm	Tubular
	Medianos: 2 a 5 mm	
	Gruesos: > 5 mm	

**11. PELÍCULAS.** También llamados “revestimientos” ó “cutanes”. Se trata de una cubierta delgada, producto de la alteración que, al ser eluviada, recubre las gravas y agregados del suelo. Esta película puede estar constituida por arcillas, sílice y/o materia orgánica y/o carbonatos y/o hierro, entre otros. En campo es importante describir, sólo lo

que puede verse. Debe anotarse tanto el color del cután, como el espesor del recubrimiento, si es medible.

**12. FACETAS.** Superficies pequeñas, lisas y brillantes, que, eventualmente, se presentan en algunas caras de los agregados del suelo. Son importantes porque indican la presencia de arcillas expansivas, principalmente montmorillonita. Las facetas se forman por la presión o fricción, que ejercen las arcillas al hidratarse. En este caso, basta con denotar su presencia o indicar su ausencia.

**13. GRAVAS.** En edafología se denomina “grava” a las partículas minerales que muestran un diámetro mayor > de 2 mm hasta 7.5 cm; los guijarros están determinados por un diámetro > 7.5 pero no mayor a 25 cm, y las piedras muestran un diámetro mayor a 25 cm. Su identificación se establece de la siguiente manera:

<b>Tamaño</b>	<b>Forma</b>	<b>Cantidad</b>
Grava	Redondeadas	Muy escasas: < 5% por Vol.
Guijarro	Subredondeadas	Escasas: 5 a 15% por Vol.
Piedra	Angulares	Frecuentes: 14 a 40% por Vol.
	Subangulares	Abundantes: 40 a 80% por Vol. Dominantes: > 80% por Vol.

**14. GRIETAS O FISURAS.** Ambas, cuando se presentan en un suelo, indican la presencia de arcillas expandibles. En este caso, interesa determinar su constitución y profundidad.

<b>Constitución</b>	<b>Profundidad</b>
Finamente fisurado: ancho < 3 mm	Se anota la profundidad donde se localizan las grietas o fisuras
Fisurado: ancho 3 a 10 mm	
Agrietado: ancho > 10 mm	

**15. CONCRECIONES.** Son acumulaciones de materiales varios, que pueden ser similares al suelo o compuestos químicos casi puros. Estos cuerpos pueden ser removidos del suelo y quedar intactos. En este caso resulta necesario determinar su tamaño y cantidad y, de ser posible, establecer su naturaleza química, en el apartado de observaciones.

<b>Tamaño</b>	<b>Cantidad</b>
Muy fino: < 0.2 cm	Muy escasas: <5% por Vol.
Fino: 0.2 a 0.5 cm	Escasas: 5-15% por Vol.
Medio: 0.5 a 1 cm	Frecuentes: 15 a 40% por Vol.
Grueso: 1 a 2 cm	Abundantes: 40 a 80% por Vol.
Muy grueso: > 0.2 cm	Dominantes: > 80% por Vol.

**16. MANCHAS.** Son motas de diferente color y tamaño que se observan en el perfil y que, generalmente, son el producto de un drenaje impedido. En este caso, es necesario además de indicar el color de la mancha, su cantidad y tamaño.

<b>Cantidad</b>	<b>Tamaño</b>
Escasa: <2%	Pequeñas: < 5 mm
Frecuente: 2 a 20%	Medianas: 5 a 15 mm
Abundante >20%	Grandes: > 15 mm

**17. INCLUSIONES.** Se refiere a cualquier cuerpo sólido ajeno al suelo, por ejemplo plástico, acero, carbón, entre otros.

**18. RAÍCES.** Basta estimar su grosor e intensidad.

<b>Grosor</b>	<b>Cantidad</b>
Finas: 1 a 2mm	Escasas: 1 a 20 en 10 dm <sup>2</sup>
Medias: 2 a 5 mm	Frecuentes: 20 a 100 en 10 dm <sup>2</sup>
Gruesas: > 5 mm	Abundantes: > 100 en 10 dm <sup>2</sup>

**19. SUPERFICIE.** Se anota cualquier característica significativa, presente en ella. Por ejemplo: hojarasca, costras, alfarería, gravas. .

**20. DRENAJE INTERNO.** Es la característica determinada por el movimiento del agua a través del suelo, esto es, representa la capacidad para desalojar agua y, al mismo tiempo, para conservar un cierto grado de humedad denominado “capacidad de almacenamiento de humedad”. La capacidad de drenaje y conservación de humedad depende de:

- (1) permeabilidad del suelo (textura y porosidad); (2) posición topográfica; (3) pendiente;
- (4) profundidad del nivel de aguas freáticas y (5) clima.

En el drenaje se reflejan la frecuencia y duración de los períodos de saturación con agua, de ahí que sus características se puedan inferir a partir de ciertas observaciones del perfil en el campo, como son (a) presencia o ausencia de moteado y su profundidad;

(b) tipo de suelo (color, naturaleza, entre otros.); (c) profundidad del nivel de aguas freáticas;

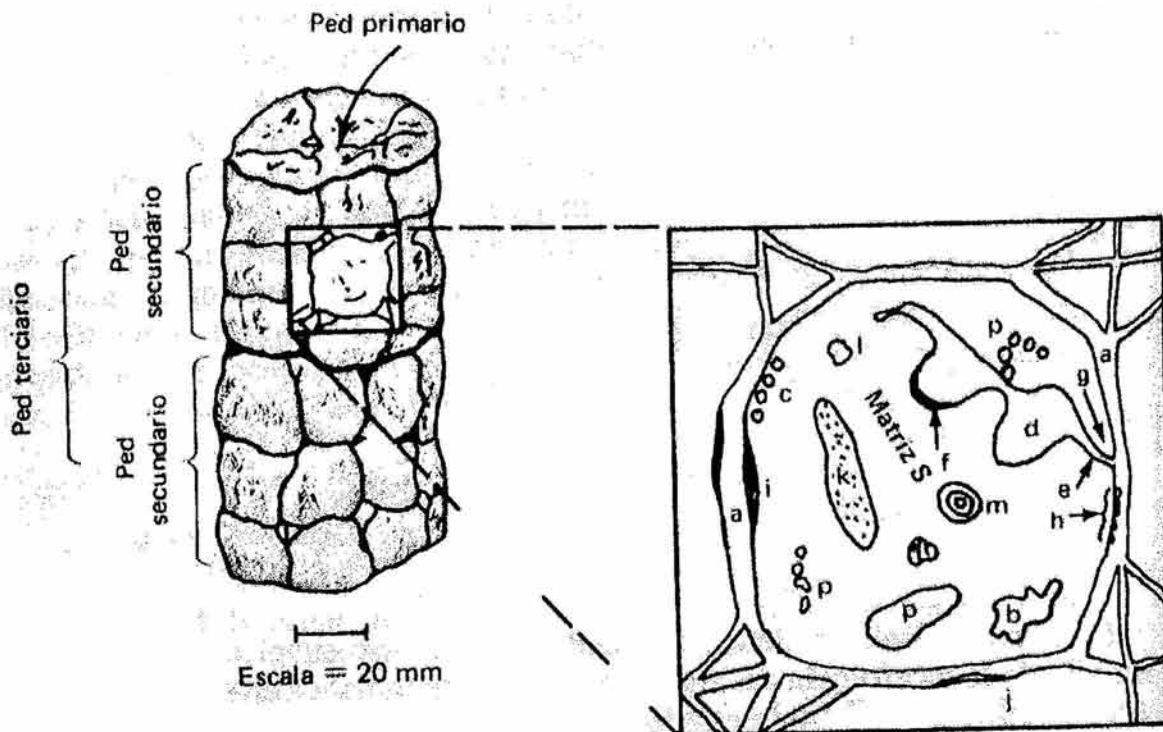
(d) tipo de vegetación presente y (e) análisis de las reacciones entre el suelo, la topografía y el clima. De este modo, se pueden identificar las siguientes clases de drenaje para cada capa u horizonte: (i) muy escasamente drenado; (ii) escasamente drenado; (iii) imperfectamente drenado; (iv) moderadamente drenado; (v) drenado; (vi) muy drenado y (vii) excesivamente drenado.

**21. OBSERVACIONES.** Se describe cualquier característica importante del suelo, que no esté incluida en la descripción de los 20 puntos antes señalados, como por ejemplo: capas cementadas o compactadas, presencia de cristales minerales, nódulos, entre otros.

## ANEXO 2

**ALGUNOS RASGOS A IDENTIFICAR EN SECCIONES DELGADAS**

La terminología utilizada para describir la micromorfología del suelo, es presentada en detalle por Bullock y colaboradores (1985), y puede ser consultada en su Manual. Este Anexo sólo muestra algunos de los aspectos que se describieron al estudio del microscopio del suelo en esta trabajo. Básico en la terminología es el concepto de *matriz* (o masa basal) (Capítulo III, Micromorfología). La definición trata sobre los materiales y arreglo de los peds individuales (fábrica del suelo). Para tener una idea de los estos elementos a especificar en una sección delgada de suelo, a continuación se presenta un esquema (Figura A2.1) de algunas características microedafológicas:



**Figura A2.1. Algunas características microedafológicas (con base a Buol *et al*, 2000).**

Vacios: a) Vacíos de empaque: Resultado del acomodo entre componentes básicos o de los agregados;

b) Cavity: Espacios vacíos no conectados. Se encuentran entre los materiales finos;

c) Vesícula: Son poros sin conexión, pero con paredes lisas, redondeadas y elípticas;

d) Cámara: Vesículas conectadas a través de canales;

e) Canal: Espacios formados por raíces, lombrices, insectos, etc., o por gases que escapan a presión.

Cutanes: f) Hiporrestimiento; g) Cutan típico; h) Cutan en las paredes de los agregados;

i) Cutan de arcilla en corteza; j) Cutan de tensión.

Edaforrasgos: k) Rellenos; l) Nódulo; m) Concreción; n) pápula (rasgos pedológicos de tipo arcilloso).

La matriz S es el conjunto de lo que Brewer llama plasma, componentes básicos (p) y espacios vacíos.



1. Buol *et al.* (2000) llama *plasma* al material de suelo, capaz de movilizarse, reorganizarse y/o concentrarse, debido a los procesos de formación del suelo.
2. Los *componentes básicos*, son aquellas unidades simples (granos minerales, fragmentos de rocas, entre otros) de las secciones delgadas. Estos componentes son los constituyentes esenciales de bloques más complejos, en la organización del material del suelo.
3. Los *espacios vacíos* son los huecos entre los materiales del suelo.
4. Los *edaforrasgos* son unidades distinguibles de los materiales que los contienen o que están contenidos en ellos, por razones tales como: origen, diferencia de concentración o distribución.

**1. MATRIZ.** Es un término general que se usa para el material grueso y fino que forma la base del suelo y no es parte de los rasgos pedológicos.

La descripción de la masa basal incluye los siguientes conceptos: huecos, agregación, microestructura y distribución relacionada con la proporción de material grueso/fino, entre otros.

**Huecos.** Representan el espacio poroso de los suelos, ocupado por aire y agua.

En lámina delgada aparecen incoloros, sólo con el polarizador y al colocar el analizador se ven negros (incluyen la resina isótropa, usada para obtener el bloque endurecido de la muestra de suelo).

**Agregación.** Como es sabido, los constituyentes elementales del suelo (arenas, limos, arcillas y materiales orgánicos, entre otros) no se presentan aislados, sino que se encuentran unidos entre formando agregados. Estos son observables a nivel

macromorfológico, directamente en el perfil del suelo, en el campo, pero pueden ser analizados de una manera mucho más exhaustiva, en el microscopio. La agregación edáfica se describe con base a los tipos de agregados, que se muestran en la Figura A2.2, y también condicionan el tipo de microestructura presente. El grado de desarrollo de los agregados, está condicionado por los espacios vacíos que los rodean (Figura A2.3).

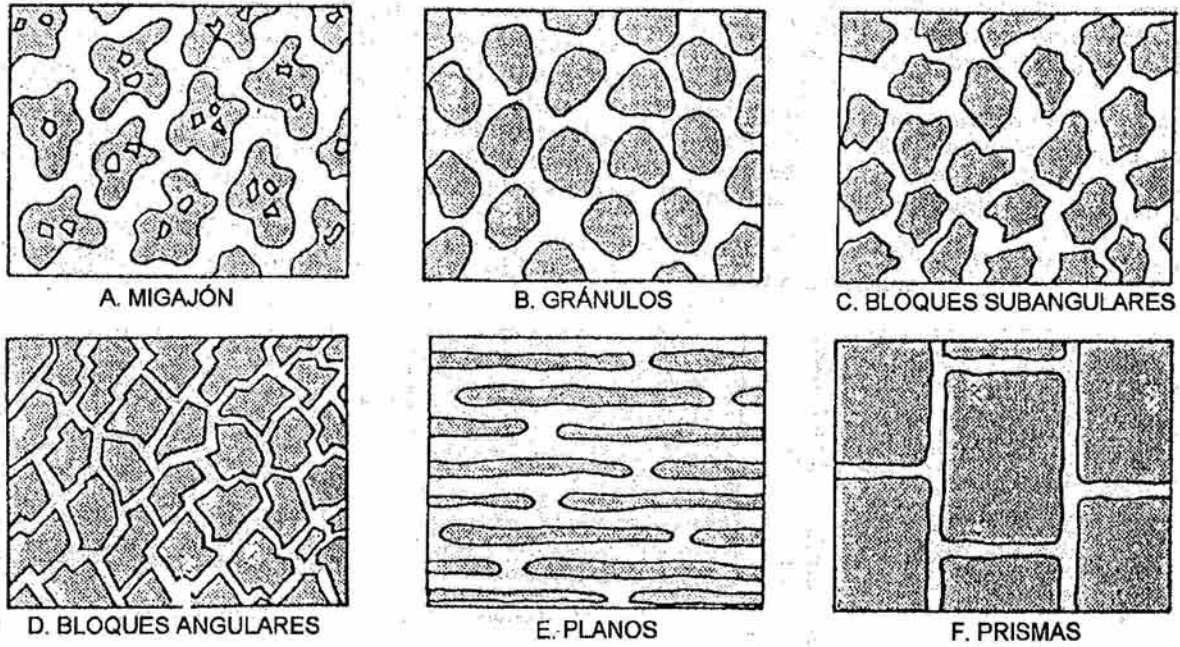


Figura A2.2. Tipos de agregados a nivel microscópico (tomado de Bullock *et al.*, 1985).

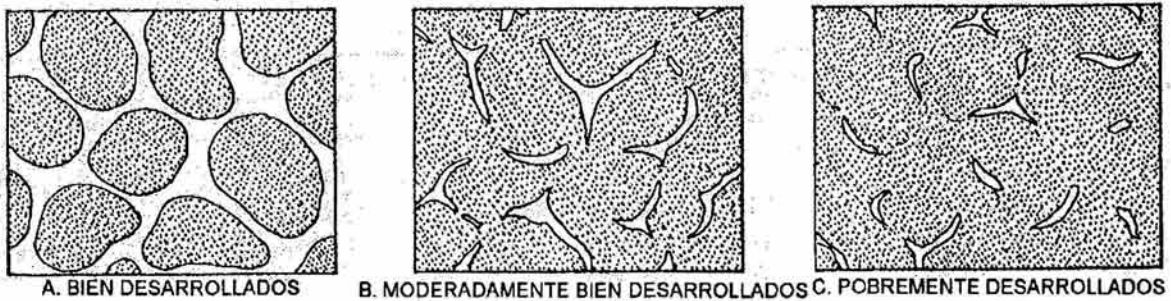
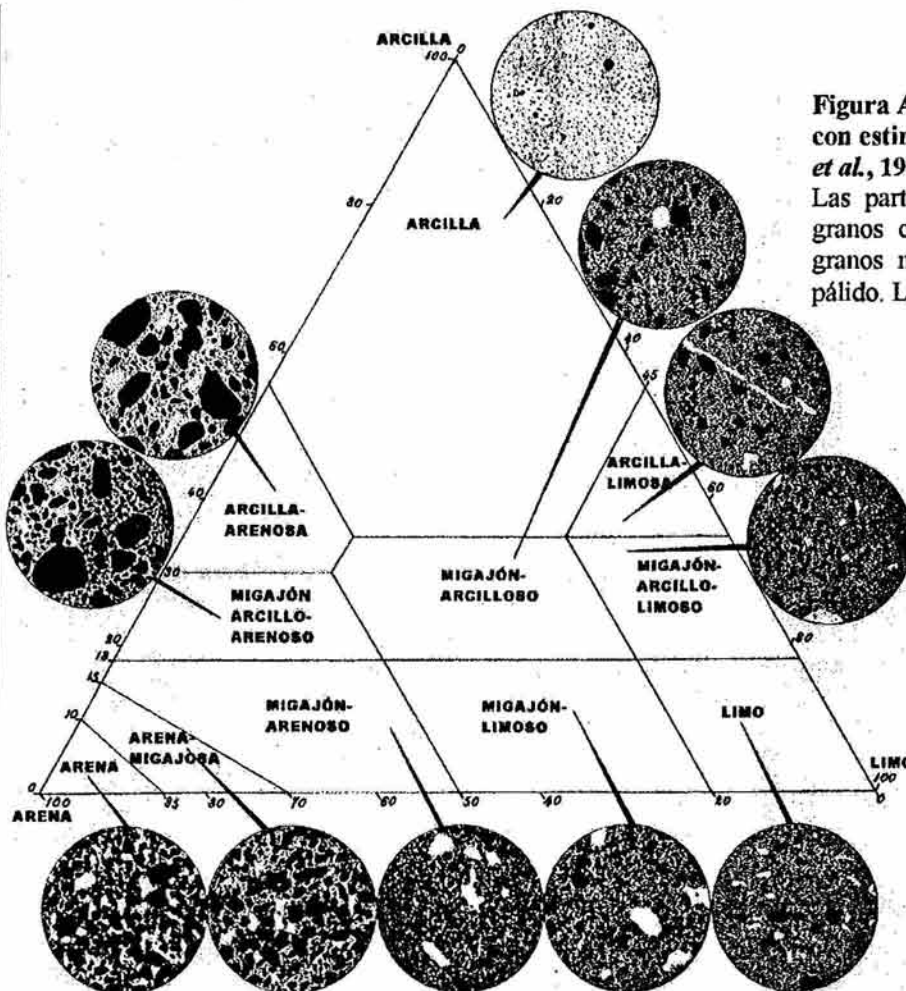


Figura A2.3. Grado de agregación en la microestructura (tomado de Bullock *et al.*, 1985).

**Material grueso y fino.** El suelo está compuesto de un amplio rango de partículas (arena, limo y arcilla). En un sistema morfológico de descripción, se utiliza el tamaño de las partículas como un criterio para distinguir unidades de fábrica. El límite entre el tamaño de partículas finas y gruesas depende de muchos factores, como: distribución del material, naturaleza de los granos de cada fracción, espesor de la sección delgada, e incluso del poder de resolución del microscopio. En este trabajo, para el estudio de las secciones delgadas, se maneja, como material fino, todo aquél con un tamaño menor de 2 micrometros. En este rango se encuentran las películas de arcilla, sustancias orgánicas, óxidos de hierro y manganeso, así como la mezclas de éstos. Para estimar un porcentaje del tamaño de partículas presentes, se utiliza el triángulo de texturas (Figura A2.4) similar al de la Figura (A2.4).



**Figura A2.4. Triángulo para clasificación textural con estimados microscópicos (tomado de Bullock, et al., 1985)**

Las partículas de arena se observan como grandes granos color negro, el limo está representado por granos más pequeños y la arcilla es de color gris pálido. Los espacios vacíos son color blanco.

**2. COMPONENTES BÁSICOS.** Para describir las unidades simples (granos minerales, fragmentos de rocas, entre otros) se utilizan manuales de identificación óptica de minerales (Kerr, 1965) y catálogos de estructuras orgánicas de plantas y animales. Estos componentes son los constituyentes esenciales de bloques más complejos, en la organización del material del suelo en matriz, rasgos pedológicos, microestructura y fábrica.

**3. RASGOS PEDOLÓGICOS.** Dentro de ellos se pueden clasificar a los cutanes, nódulos, concreciones, excrementos y rellenos, entre otros.

*Cutanes.* Brewer (1964) propuso el término cutan para emplearlo en la descripción de ciertas microestructuras del suelo. Define el cutan como: “Una modificación de la textura, estructura o materia de superficies naturales en materiales de suelo, debida a concentración de constituyentes particulares de suelo o a una modificación *in situ* del plasma. Los cutanes pueden estar constituidos por cualquiera de las sustancias componentes del material del suelo”.

Cutan es, por tanto, un término general y se pueden encontrar e identificar varias variedades específicas. De los más estudiados son los “recubrimientos de arcilla” o “películas de arcilla”, que también están compuestos de hierro y materia orgánica.

Brewer clasifica los cutanes sobre la base de tres características:

- Su posición en relación con los espacios vacíos y los componentes básicos (Figura A2.5).
- Composición mineralógica y/o química.
- Disposición de las partículas dentro del cután. (Figura A2.6.).

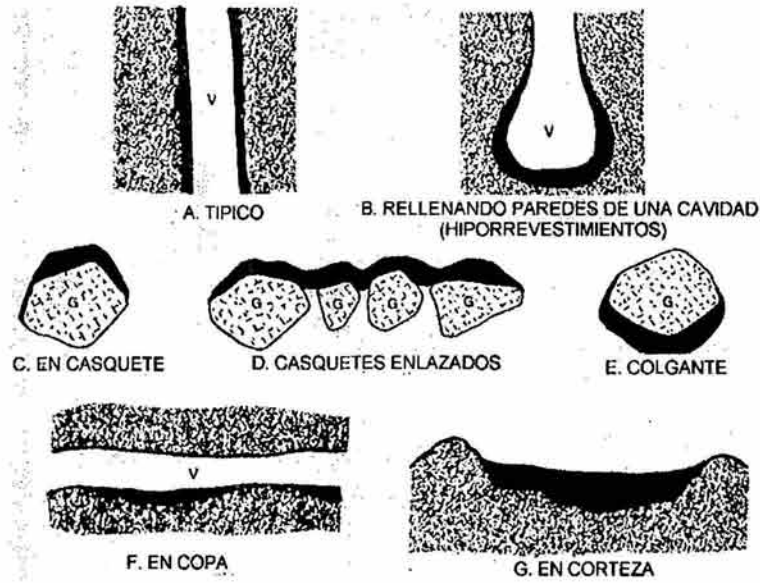


Figura A2.5. Tipos de cutanes de acuerdo a su posición. (Tomado de Bullock *et al*, 1985).

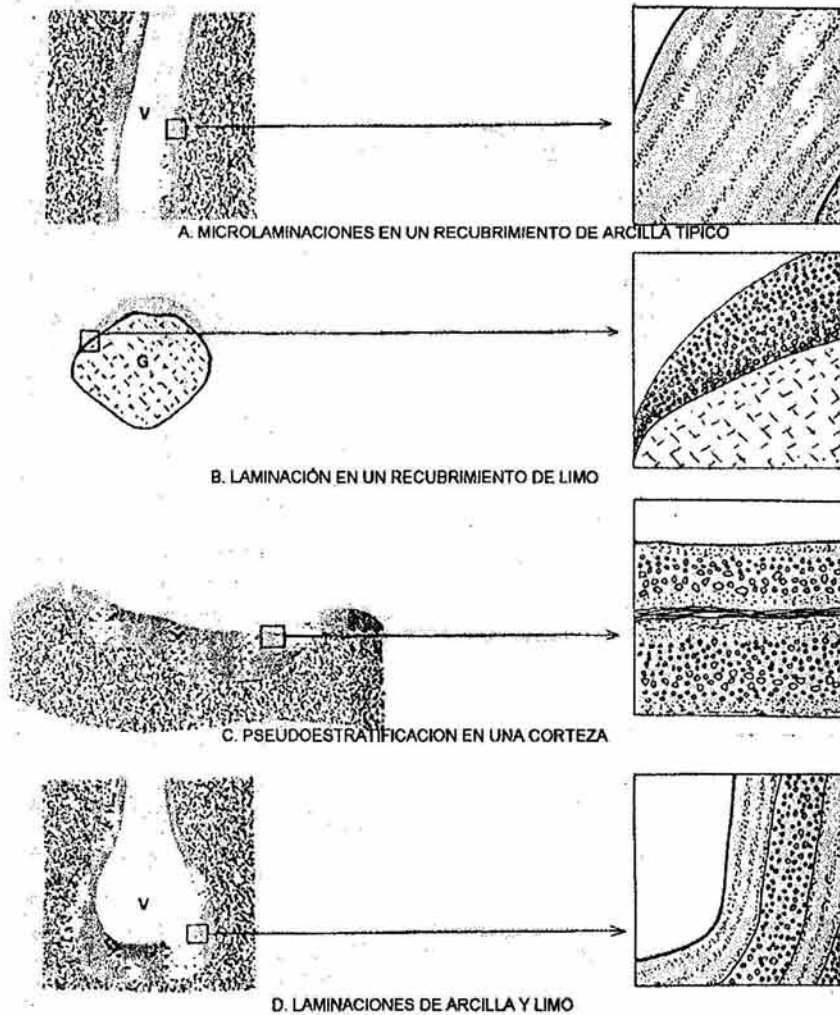


Figura A2.6. Disposición de partículas en cutanes (Tomado de Bullock *et al*, 1985).

**Rellenos.** Son poros rellenos o parcialmente rellenos de suelo o alguna fracción de él. Para que un rasgo pedológico sea clasificado como relleno y no como revestimiento, debe de ocupar más del 90% del hueco (este valor solo es aplicable para los rellenos densos). Frecuentemente se trata de acumulaciones texturales (arcilla) y de carbonatos y yeso. La Figura A2.7. distingue los siguientes subtipos:

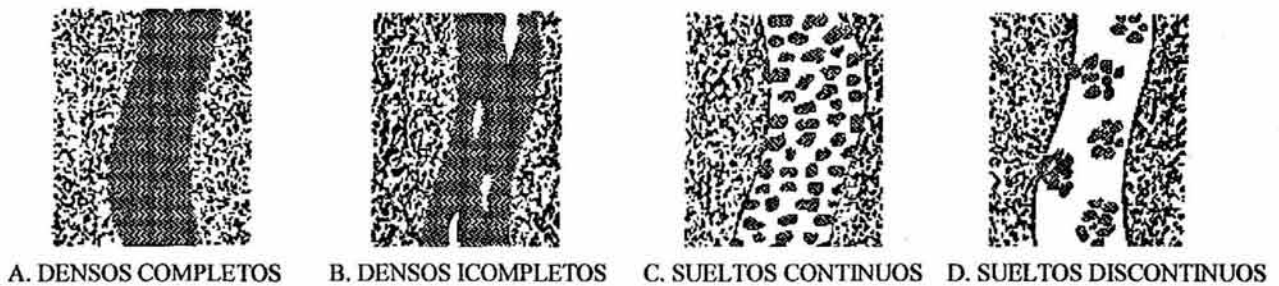


Figura A2.7. Tipos de Rellenos (Tomado de Bullock *et al*, 1985).

**Nódulos y concreciones.** Brewer (1964) los define como unidades de concentración de algún constituyente (hierro, manganeso, carbonatos), que pueden estar presentes debido a una diferencia de composición comparada con el material de suelo que lo incluye. Los nódulos (Figura A2.8) se forman *in situ* o por acreción, mientras la mayoría de las concreciones se forman sólo por acreción.

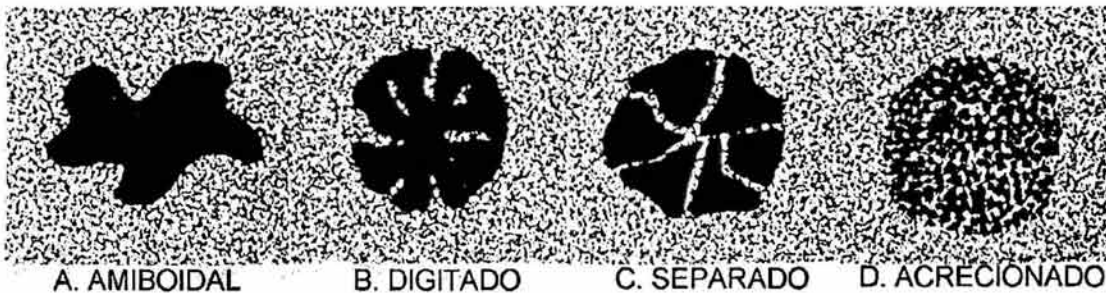


Figura A2.8. Morfología de algunos nódulos (Tomado de Bullock *et al*, 1985).

**Excrementos.** También conocidos como gránulos fecales de la fauna, son reconocidos como un tipo particular de rasgos pedológicos (Figura A2.9). De ellos se describe forma, cantidad y distribución.

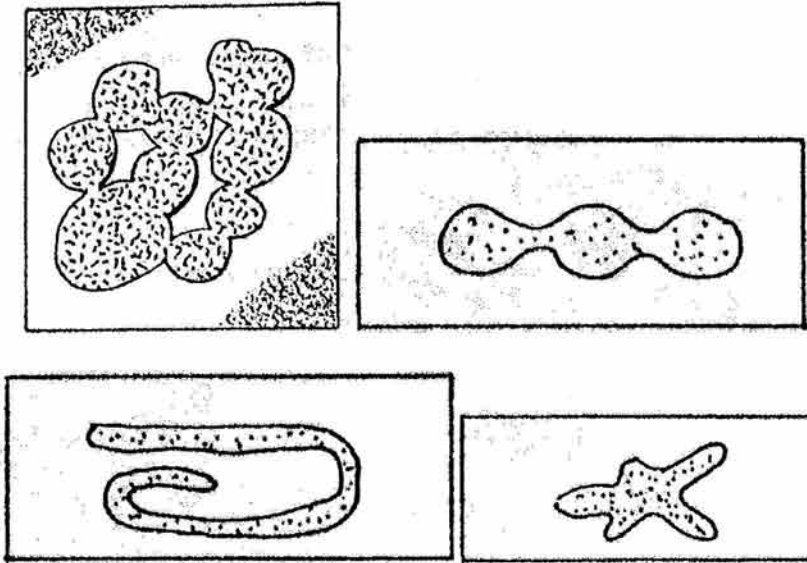


Figura A2.9. Algunas morfologías típicas de excrementos de anélidos e insectos.

(Tomado de Bullock *et al.*, 1985).

## ANEXO 3

ALGUNOS TÉRMINOS APLICABLES AL SUELO

**Agregación.** Fenómeno dinámico que afecta las propiedades físicas, mecánicas y biológicas del suelo. Se define como un grupo de dos o más partículas del suelo que se adhieren entre sí, las cuales presentan mayor cohesión con relación a las partículas que las rodean.

**Arcilla.** Puede considerarse como:

- Material mineral fino que, para algunos investigadores, tiene un tamaño de 4 micras, pero para los especialistas de suelos, es inferior a 2 micras. Mineral silicatado con estructura cristalina. Se trata de un material natural, terrígeno, que desarrolla plasticidad cuando se mezcla con agua y que, bajo este estado, puede ser deformado por presión y mantenerse así cuando la misma cesa.
- Su análisis químico muestra que está compuesta por sílice, aluminio y agua; además, frecuentemente presenta cantidades apreciables de hierro, álcalis y alcalinotérreos.
- Constituye una clase textural de los suelos.

**Cálcico.** Que tiene concentraciones de *carbonatos secundarios*, entre 50 y 100 cm desde la superficie del suelo.

**Calcisol.** Del latín *calx*, cal; indica acumulación de carbonato de calcio.

**Cambisol.** Del latín *cambiare*, tardío. Se relaciona con cambios de color, estructura y consistencia. Es un suelo con desarrollo incipiente.

**Capa de suelo.** Es aquel estrato donde todas sus propiedades son heredadas del material original (roca, sedimento, etc.).

**Cutan.** Películas constituidas por materiales alterados, que se forman en las paredes de los canales y en las superficies de las partículas del suelo. Existen cutanes de óxidos de hierro, arcilla, carbonatos y sílice.

**Edafología.** Estudio de las relaciones entre el suelo y los organismos, incluyendo el uso de la tierra por el hombre.

**Edafoturbación.** Se refiere al proceso por el cual los componentes de un suelo se han mezclado, sin la intervención de la iluviación. Cuando el suelo ha sido mezclado debido a diferentes factores, se tiene lo siguiente:

- **Faunaedafoturbación.** Por procesos de expansión y contracción de arcillas (vertisoles).
- **Crioedafoturbación.** Por el crecimiento de cristales de hielo y subsecuente descongelamiento, que produce colapsos en las capas.
- **Antroedafoturbación.** Por efecto de las actividades del hombre.



**Eluviación e iluviación.** Ambos procesos están muy relacionados. Eluviación es el proceso de remoción de constituyentes de un horizonte del suelo, capa o zona por solución o lavado, casi siempre con agua. Los horizontes donde la eluviación es dominante, pueden ser referidos como horizontes E eluviales. La iluviación puede ser definida, como el proceso que permite recibir o acumular materiales movidos por eluviación. Los horizontes iluviales más comunes son los B.

**Epipedón.** Abarca los horizontes o capas presentes en los primeros 30 cm de profundidad. No es sinónimo de horizonte A, debido a que puede incluir parte o todo el horizonte B iluvial, si el oscurecimiento por la materia orgánica se extiende desde la superficie, hasta o a través del horizonte B.

**Estágnico.** Del lat. “stagnare”, inundar: se aplica a un material de suelo que por lo menos, está temporal o completamente saturado de agua superficial, a menos que esté drenado, por un período suficientemente largo, como para permitir que ocurran *condiciones reductoras*.

**Estructura.** Es la distribución espacial y la organización total del sistema suelo, expresadas por el grado y tipo de agregación, así como por la distribución de los poros y el espacio poroso.

**Fábrica del suelo.** Naturaleza y arreglo de los constituyentes del suelo y sus relaciones entre sí.

**Gleyzación.** Este fenómeno consiste en la reducción del hierro anaeróbico, que lleva a la formación de colores gris o azul en la matriz del suelo. También existen otros constituyentes que dan color, como son, los óxidos de manganeso que generan color negro; la jarosita, color amarillo; glaucomita, color verde; arcillas silicatadas tonos claros y los sulfatos, tonos oscuros.

**Háplico.** Significa que tiene una expresión típica de ciertos rasgos (típica en el sentido de que no hay caracterización ulterior o significativa).

**Horizonte cámbico.** Denominado Bw, es un horizonte subsuperficial que, generalmente, subyace al horizonte A. Presenta una textura más fina que la arenosa. En este horizonte, los materiales minerales han sido moderadamente alterados o removidos, pero no acumulados. Las evidencias de intemperismo incluyen: (1) eliminación de estratificaciones finas; (2) cambios originados por humedad, tales como colores grisáceos y/o moteado; (3) redistribución de carbonatos y (4) presencia de colores más amarillos y/o rojos, que los de los horizontes supra y subyacentes. Este horizonte de diagnóstico, también suele presentar: (a) estructura; (b) bajos contenidos de materia orgánica y (c) restos muy alterados de la roca o depósito parental.

**Horizonte de suelo.** Es un estrato aproximadamente paralelo a la superficie del suelo, que puede distinguirse de los otros horizontes que le sobre o subyacen, por presentar un conjunto de propiedades generadas por los procesos de formación del suelo. El conjunto de horizontes constituye el “perfil”.

**Horizonte diagnóstico.** Es aquel horizonte del suelo que tiene una serie de propiedades, que son utilizadas para la identificación de unidades de suelo.

**Horizonte eluvial.** Horizonte del que ha sido removido material, ya sea en solución o en suspensión.

**Horizonte iluvial.** Horizonte que recibe y acumula material en solución o suspensión, de alguna otra parte del suelo.

**Humus.** Está compuesto por los restos postmortales muy alterados, de vegetales y animales propios del suelo. Estos restos están sometidos constantemente a procesos de descomposición muy enérgicos, a transformaciones y resíntesis. Es parte de la materia orgánica relativamente estable, que se encuentra en suelos aeróbicos.

**Krotovina.** Galería grande hecha por un animal y que está rellena de material de otro horizonte.

**Luvisol.** Del lat. Luere, lavar, "lessiver"; denota un suelo con acumulación de arcilla.

**Micelio.** Estructura formada por el crecimiento de las hifas de un hongo. A simple vista, puede tener un aspecto algodonoso. En el suelo rodea o envuelve las partículas del suelo, formando microagregados.

**Micorriza.** Asociación simbiótica entre un hongo y una planta vascular, consistente en una relación íntima entre el micelio y las raíces de la planta.

**Mólico.** Del lat. "mollis", blando; se aplica a un horizonte superficial bien estructurado, oscuro, con alta concentración de bases y moderado a alto contenido de materia orgánica.

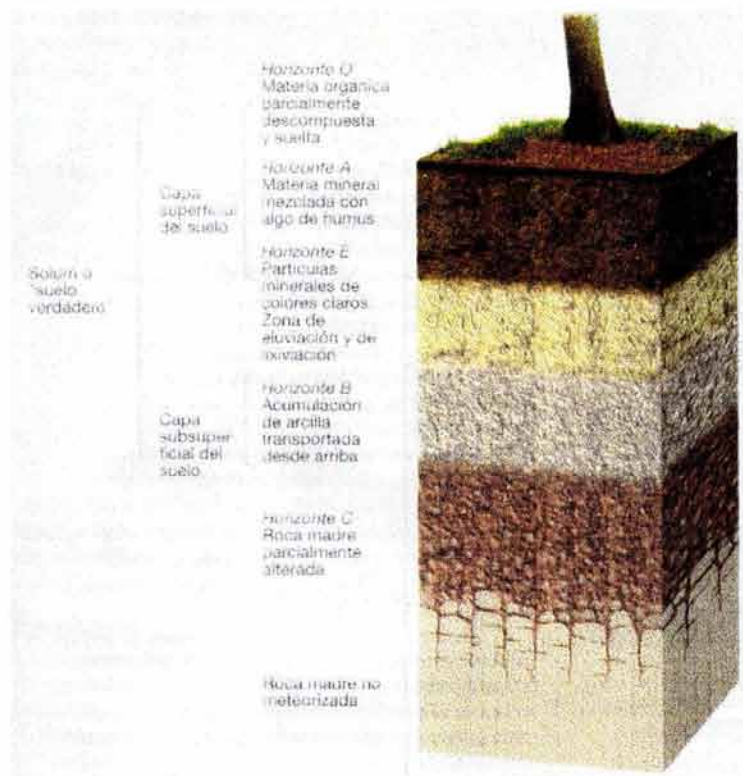
**Panes.** Horizontes del suelo que están muy compactados, cementados, o tienen un elevado contenido de arcilla.

**Ped.** Volumen más pequeño que puede reconocerse como suelo individual.

**Pedogénesis.** Conjunto de procesos, mediante los cuales se da origen a un suelo como fenómeno de ocurrencia natural, tomando en cuenta su composición, distribución y factores de formación.

**Pedología.** Estudia el origen o génesis de los suelos como fenómeno de ocurrencia natural, tomando en cuenta su composición, distribución y procesos de formación.

**Perfil del suelo.** Es un corte plano del suelo en dos dimensiones (largo y ancho) que se extiende verticalmente desde la superficie del suelo, de tal manera que se exponen todos los horizontes (o capas superpuestas) presentes en él, y parte del material relativamente inalterado.



**Figura A3.1. Perfil idealizado de un suelo en latitudes medias de clima húmedo.**  
(Tomado de Tarbuck y Lutgens, 2000).

**Phaeozem.** Del griego *phaios*, oscuro y del ruso *zemlja*, tierra, terreno. Se trata de un suelo rico en materia orgánica en su parte superior.

**Solum (plural sola).** Consiste en un conjunto de horizontes relacionados. Los horizontes O, A, E y B, así como todos los horizontes transicionales entre ellos, constituyen el solum.

**Substratum.** Es cualquier capa que subyace al solum. Ejemplo: C ó R.

**Subsuelo.** Se refiere al horizonte B. En suelos poco desarrollados, el subsuelo se relaciona con las capas que subyacen al horizonte Ap, en las que normalmente pueden crecer las raíces.

**Suelo poligenético.** El que se ha formado por dos o más procesos contrastantes, de tal manera que todos sus horizontes no están relacionados, genéticamente entre sí.

**Terrón.** Masa de suelo producida por disturbio.

**Trasllocación.** Movimiento de material de un horizonte a otro, en solución, suspensión o por organismos.

**Ústico (Regimen de humedad).** Corresponde a suelos que tienen una cantidad limitada de humedad, pero suficiente durante la estación de crecimiento de los cultivos. En los trópicos, este régimen de humedad se presenta principalmente en los climas templados. Es uno de los regimenes de suelos más comunes en México.

**Vertisol.** Del latín *vertere*, invertir. Denota movimiento en la superficie del suelo. Es un suelo de color oscuro rico en arcillas expandibles, con drenaje prácticamente nulo. Se trata de un suelo condicionado para su formación por el material parental.