

00369

3
Zej.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**"Estudio sobre alteración desarrollo y evolución de
suelos derivados de rocas basálticas"**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE

Maestra en Ciencias (Edafología)

P R E S E N T A

SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH

MEXICO. D.F.

1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

INDICE

	página
RESUMEN	5
I. INTRODUCCION	7
1. Objetivos	8
2. Hipótesis de trabajo	9
3. Marco histórico	9
4. Marco teórico	12
5. Area de investigación	15
II. DISEÑO METODOLOGICO	19
DISCUSION Y RESULTADOS	
III. ANALISIS DE LOS FACTORES FORMADORES DE SUELO	
1. Relieve	34
2. Clima	39
3. Material parental	44
4. Organismos	50
5. Tiempo	57
IV. CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES DE SUELO	
1. Rankers	61
2. Andosoles	63
3. Cambisoles	72
4. Luvisoles	75
5. Acrisoles	80
V. DISTRIBUCION Y PROCESOS INVOLUCRADOS EN LA GENESIS DE LOS SUELOS	85
VI CONCLUSIONES	96
VII. BIBLIOGRAFIA	98
GLOSARIO	104

INDICE DE TABLAS

	capítulo
1. Comparación entre métodos granulométricos	II
2. Cálculo de la fórmula climática de la estación Huitzilac	III.2
3. Cálculo de la fórmula climática de la estación Tres Cruces	III.2
4. Cálculo de la fórmula climática de la estación Tepoztlán	III.2
5. Cálculo de la fórmula climática de la estación Cuernavaca	III.2
6. Cálculo de la fórmula climática de la estación Temixco	III.2
7. Relación entre microorganismos y suelos	III.4
8. Análisis de laboratorio del perfil 2	IV.2
9. Análisis de laboratorio del perfil 3	IV.2
10. Descripción de las propiedades físicas del perfil 2	IV.2
11. Complejo de alteración en el perfil 2	IV.2
12. Índice de alteración del perfil 2	IV.2
13. Valores de Bilzi y Ciolkosz del perfil 2	IV.2
14. Descripción de las propiedades físicas del perfil 3	IV.2
15. Complejo de alteración en el perfil 3	IV.2
16. Índice de alteración del perfil 3	IV.2
17. Valores de Bilzi y Ciolkosz del perfil 3	IV.2
18. Análisis físicos y químicos del perfil 4	IV.3
19. Análisis de laboratorio del perfil 5	IV.4
20. Descripción de las propiedades físicas del perfil 5	IV.4
21. Complejo de alteración en el perfil 5	IV.4
22. Índice de alteración del perfil 5	IV.4

	capítulo
23. Valores de Bilzi y Ciolkosz del perfil 5	IV.4
24. Análisis de laboratorio del perfil 6	IV.5
25. Descripción de las propiedades físicas del perfil 6	IV.5
26. Complejo de alteración en el perfil 6	IV.5
27. Índice de alteración del perfil 6	IV.5
28. Valores de Bilzi y Ciolkosz del perfil 6	IV.5
29. Relación factores formadores-suelo	V
30. Importancia de cada factor en la génesis de suelos	V
31. Composición química de las tierras misceláneas	V
32. Tabla general con valores de Bilzi y Ciolkosz	V
33. Índices de degradación de las unidades de suelo	V

INDICE DE FIGURAS

	capítulo
1. Localización del área de investigación	I
2. Plano de estaciones	II
3. Diseño metodológico	II
4. Mapa de geoformas	III.1
5. Mapa hipsométrico	III.1
6. Mapa de densidad de disección del relieve	III.1
7. Mapa de disección general del relieve	III.1
8. Mapa de profundidad de erosión	III.1
9. Mapa de pendientes	III.1
10. Climograma de la estación Huitzilac	III.2
11. Climograma de la estación Tres Cruces	III.2
12. Climograma de la estación Tepoztlán	III.2
13. Climograma de la estación Cuernavaca	III.2

	capítulo
14. Climograma de la estación Temixco	III.2
15. Polígonos de Thiessen	III.2
16. Mapa litológico	III.3
17. Relación entre el complejo de alteración, los índices de alteración e intemperismo con la profundidad del perfil 2	IV.2
18. Relación entre el complejo de alteración, los índices de alteración e intemperismo con la profundidad del perfil 3	IV.2
19. Relación entre el complejo de alteración, los índices de alteración e intemperismo con la profundidad del perfil 5	IV.4
20. Relación entre el complejo de alteración, los índices de alteración e intemperismo con la profundidad del perfil 6	IV.5
21. Perfil idealizado de distribución de suelos, rocas, edafoclimas y vegetación	V
22. Desarrollo relativo del perfil con valores de Bilzi y Ciolkosz	V
23. Índices de degradación de los perfiles estudiados.	V
24. Diagrama de los procesos involucrados en la formación de las unidades de suelo	V
25. Distribución de sistemas terrestres	V
26. Imágenes digitalizadas de los sistemas terrestres	V

RESUMEN

Se presenta una investigación sobre génesis de suelos, a través del análisis de los cinco factores formadores: relieve, clima, material parental, tiempo y organismos, incluyendo al hombre.

La zona estudiada se encuentra en la vertiente sur de la Sierra Chichinautzin, al sur de la ciudad de México y norte de la ciudad de Cuernavaca. Esta zona es de particular interés por las variaciones climáticas y litológicas que en ella confluyen, subordinadas a los cambios en el relieve, y que determinan la distribución de las diferentes unidades de suelos. Por tales características, se le ha considerado como un área o campo piloto donde probar un diseño metodológico, especial para los estudios de suelos.

Dicho diseño consta de cinco etapas principales: trabajo de reconocimiento, de campo, de laboratorio, de análisis de los factores formadores y de determinación de los procesos edafogénicos, con actividades específicas dentro de cada una.

La metodología propuesta se plantea como una alternativa para los edafólogos que deseen estudiar a los suelos de una manera más ordenada y sistemática. Claro está, que el diseño sólo se ha probado para esta área en particular y para demostrar su validez y confiabilidad es necesario realizar un mayor número de investigaciones. Además, cabe aclarar, que es perfectible y cuenta con algunas limitaciones.

Se ha encontrado que la génesis de los suelos está condicionada por dos factores principales, el clima y el material parental, mientras que el resto de los factores les proporcionan características tipogenéticas. El relieve, por su parte, influye en la formación de una catena de suelos bien definida, donde existen intergradaciones.

Los suelos que dominan en el occidente, en las partes elevadas, con una régimen de humedad údico, son los Rankers, los cuales gradúan a Andosoles húmicos en los lugares con pendientes menos pronunciadas. Estos Andosoles sufren un proceso de distrificación en la parte central del área, donde la vegetación es un bosque de pinos. Hacia el oriente, donde se encuentra un basalto andesítico como base del material parental, los suelos son más ricos en bases, presentándose los Andosoles eútricos.

Hacia el sur del área, las condiciones de humedad cambian, de modo que el régimen varía de údico a ústico. Esta situación origina que los alofanos formados en condiciones de continua humedad, cristalicen a haloisitas y metahaloisitas, y se permita la formación de un horizonte (B) y de Cambisoles.

Las porciones de menor altitud, al sur de la zona investigada, se caracterizan por presentar un régimen de humedad más seco, ústico, resultando en la formación de un horizonte argílico y de Luvisoles.

La última unidad de suelos estudiada y que también se localiza en la parte sur, corresponde a Acrisoles. Tanto los Acrisoles como los Luvisoles presentan evidencias de haber sido formados bajo condiciones ambientales diferentes a las actuales, por lo que se les considera como Paleosuelos. Es probable que se hayan originado en un período de glaciación, a partir de rocas volcánicas, y que posteriormente hayan sido sepultados y rejuvenecidos por las erupciones volcánicas recientes.

I. INTRODUCCION

El concepto suelo ha sido utilizado ampliamente en múltiples disciplinas científicas. Sin embargo, la diversidad de ideas propuestas hasta ahora, en relación a su significado, no han propiciado el establecimiento de una definición clara. No obstante, si se enmarcan los objetivos propuestos para una investigación, es posible emitir una definición congruente con la misma.

Así, por ejemplo, suelo para los ingenieros civiles se refiere al material superficial no consolidado, en tanto que para los agrónomos es el medio de crecimiento de las plantas y para los geólogos, es la capa superficial de roca intemperizada (Buol, et al. 1981; Birkeland, 1984 y Foth, 1985).

Una manera común de abordar el estudio del suelo consiste en su concepción como un cuerpo natural, activo, que nace y evoluciona bajo influencia de diversos factores como son el clima, los organismos, el material parental, el relieve, y el tiempo. Estos factores son los que han sido reconocidos desde el siglo pasado, bajo la escuela de Dokuchaev, y remarcados posteriormente en los trabajos de Jenny (1941). Actualmente, también se reconoce la influencia antropogénica que modifica, retrasa o acelera los procesos de desarrollo o de degradación de los suelos.

Una de las definiciones de suelo que se adapta a los fines de este trabajo, lo expresa como un cuerpo natural constituido por horizontes de material mineral y/u orgánico, de espesor variable, que se diferencia del material parental por sus características físicas, químicas, mineralógicas, morfológicas y biológicas, desarrolladas a través de procesos pedogenéticos (Birkeland, 1984). Así, generalmente, los suelos difieren del material geológico debido a la diferenciación que resulta de la acción de dichos procesos. Sin embargo, con frecuencia es difícil discriminar la naturaleza de un material dado, puesto que entre el suelo y algunos depósitos geológicos existen grandes similitudes.

Es por esta razón que para hacer una investigación profunda, ordenada y sistemática dentro de las Ciencias del Suelo, es necesaria la participación de un equipo multidisciplinario que incluya edafólogos, geólogos, geomorfólogos, botánicos y climatólogos, especialistas en el estudio del Cuaternario. Se hace especial énfasis en el Cuaternario, debido a que la mayor parte de los suelos del mundo se han formado durante este período.

Además, es recomendable que los estudios sobre suelos contemplen elementos sobre su origen, facilitando una clasificación genética, que contribuya a establecer criterios más adecuados sobre su manejo, uso y conservación.

No obstante, que lo anterior ya ha sido reconocido en numerosos trabajos (Jenny, 1941, USDA, 1987; Duchaufour, 1975, 1980; Birkeland, 1984; Gama, et al., 1990a) en Asia, Africa y América Latina, las investigaciones sobre pedología son muy recientes, escasas y, en ocasiones, carentes de un mínimo de exigencia metodológica. La taxonomía de los suelos establecida en estos lugares es de carácter meramente agrológico, lo que ha propiciado que se pierdan grandes superficies de suelos agrícolas, al considerar a este recurso únicamente como sujeto de explotación.

Al respecto se conoce que desde los inicios de la agricultura, hace 10,000 años, se han perdido, por manejo inadecuado y sobreexplotación, más de dos mil millones de hectáreas de suelos agrícolas y una cantidad aún más impresionante de suelos forestales. Actualmente sólo se dispone de la mitad de las tierras productivas que existían hacia los inicios de la agricultura. La concentración excesiva de población en varias regiones del planeta acentúa y agrava los problemas, especialmente el de la alimentación, ya que el número de tierras agrícolas es cada vez menor. En México, se pierden anualmente más de 200,000 ha de suelos agrícolas y forestales, y otro tanto es dañado, en diferentes niveles, por la aridización (Gama, et al., 1990b).

Si se considera al suelo como parte del ecosistema, se debe entender que su degradación y pérdida surgen al romperse el equilibrio con las condiciones circundantes. La formación de un suelo ha sido el resultado de una serie de procesos activos a través del tiempo que lo conducen a una etapa clímax, de equilibrio, denominada evolución progresiva (Duchaufour, 1984).

La alteración de este equilibrio conduce a pensar que el suelo seguirá evolucionando para alcanzar nuevamente el punto de balance. La ruptura de las condiciones "estables" puede atribuirse a un gran número de factores naturales o inducidos. En el caso de fenómenos naturales (volcanismo, terremotos, huracanes, etc.) se trata de procesos aleatorios y estocásticos que están fuera de control. Por lo que respecta a los factores de alteración inducidos, comprenden los procesos asociados por la actividad humana, que son controlables si se tiene un buen conocimiento sobre las cualidades genéticas del suelo.

1. OBJETIVOS

En esta tesis se pretende estudiar y analizar la naturaleza y fenomenología de los factores y procesos que rigen la alteración, desarrollo y evolución de suelos derivados de rocas y cenizas volcánicas recientes, de naturaleza basáltica. Se intenta establecer una aproximación teórica a lo real, por medio de la cual, los postulados y suposiciones conceptuales puedan ser aplicados, de modo verificable, y no metaempírico, al desarrollo, evolución y aptitud de estos suelos.

En la consecución de este objetivo, se hace necesario plantear dos objetivos secundarios:

a) Analizar, clasificar y evaluar los factores ambientales formadores de suelos, tanto de manera independiente, como en sus relaciones mutuas

b) Diseñar un modelo de investigación estructurado por métodos y técnicas seleccionadas, caracterizados por su actualidad y precisión, los cuales permitirán desarrollar una investigación más ordenada, sistemática y cuantitativa. Tales trabajos podrán arrojar resultados más fidedignos sobre la génesis de los suelos, estableciendo los márgenes de confiabilidad. Este objetivo, a pesar de plantearse como secundario, se considera esencial, ya que el obtener un diseño metodológico, que pueda ser empleado en investigaciones sobre suelos, es imprescindible para el país.

2. HIPOTESIS DE TRABAJO

Existen en la región comprendida en este estudio, varias unidades de suelos cuya génesis es producto de la confluencia de seis factores ambientales fundamentales (clima, roca, relieve, organismos, hombre, edad), siendo los de mayor relevancia para su desarrollo y evolución, el edafoclima y el material parental; en tanto que el resto de los factores únicamente proporcionan características tipogenéticas secundarias.

Por otro lado, se ha observado la presencia de una unidad de suelo cuya génesis no corresponde al modelo establecido en las secuencias teóricas, las cuales señalan la presencia de vertisoles en zonas con factores ambientales semejantes, especialmente roca parental y clima (Dudal, 1975 y Rossignol, 1985). Por esta razón, se considera que tanto el clima actual, con regímenes diferentes de humedad, como los paleoclimas, dadas las variaciones sucedidas durante el Cuaternario, son los factores determinantes en su formación.

3. MARCO HISTORICO

El estudio de la génesis de suelos es relativamente reciente dentro de un contexto histórico, considerando que la agricultura se origina hace 10,000 años. Podría considerarse que esta disciplina nace a mediados del siglo pasado (hace unos 150 años), época en que la geología y la química contribuyen de manera significativa a la comprensión de los suelos, especialmente en lo que concierne a su formación.

Los trabajos realizados en suelos desde los antiguos griegos y romanos tuvieron un carácter meramente agrológico, tratando de explicar las relaciones suelo-planta. No es sino hasta mediados del siglo XVII que se crea una nueva concepción del suelo, con el geólogo Lomonosov, en Rusia, quien considera a los suelos como cuerpos dinámicos, que se encuentran en evolución continúa.

A mediados del siglo pasado nacen las primeras clasificaciones de suelos, propuestas por Fallou y Richthofen, cuya base se fundamentó

en la naturaleza del material geológico. A principios del presente siglo, Merrill definió al suelo como un estrato geológico que debe ser estudiado con un enfoque estratigráfico.

En realidad, las bases más firmes de la génesis de los suelos fueron sentadas por V.V. Dokuchaev, a fines del siglo XVIII, quien desarrolló métodos científicos para el estudio de los suelos recalcando la importancia de los factores ambientales y litológicos en la formación de los mismos. Dokuchaev reconoce, para ello, la existencia de cinco factores fundamentales: clima, litología, vegetación, relieve y tiempo o edad.

Las ideas de Dokuchaev fueron retomadas por numerosos científicos, alcanzando una amplia validez. A pesar de ello, en los Estados Unidos dominó un análisis cimentado en la morfología de los suelos, destacando las características morfogénicas como rasgos críticos en la formación de los suelos.

De esta manera, en ese país se creó toda una escuela orientada al estudio de la morfología de suelos, lo cual derivó en clasificaciones morfogénicas que han alcanzado gran relevancia, pero que han soslayado la importancia de otros factores dentro de la génesis de los suelos.

Jenny (1941), partiendo de las ideas de Dokuchaev y de Hilgard, en Estados Unidos, propuso una ecuación general para determinar matemáticamente la génesis de un suelo: $S = f(\text{clima, organismos, roca, topografía y tiempo})$. En su trabajo, describió detalladamente estos cinco factores y algunos otros adicionales, marcando su influencia e interrelaciones con el suelo y señalando la importancia de considerar al ecosistema de una manera integral (Jenny, 1958).

Asimismo, Jenny (1961) consideró que el suelo es un sistema abierto en donde existe un intercambio continuo de información, materia y energía, en función de la tendencia al equilibrio que poseen los cuerpos en la naturaleza.

En Europa, la ciencia del suelo recibió gran impulso a raíz de la Segunda Guerra Mundial, por la necesidad de producir más alimentos ante la inminente escasez existente. Así, cada país, destacando Francia, Inglaterra y Alemania, propusieron sus propias clasificaciones, con un carácter eminentemente localista. Por fortuna, estas clasificaciones y estudios fueron seguidos por investigaciones más sólidas, emergiendo nuevas corrientes en la Edafología. Entre los conceptos más notables se encuentran los desarrollados en Alemania por Lubig y Kubiena, en Francia por Duchaufour, en Bélgica por Dudal y en Inglaterra por FitzPatrick.

En la actualidad, el estudio de la génesis de los suelos ha cobrado una importancia central, en virtud de que las nuevas clasificaciones cuentan con base genética, más que agrológica, resultando por ello más útiles en la práctica. Esta utilidad se refleja en un manejo de los suelos acorde con modelos previstos, lográndose mayor control de las actividades productivas (Gama, 1985).

Hoy en día, se identifican en el mundo, tres escuelas básicas de clasificación de suelos, con fundamentos serios, científicos y sistemáticos. Estas escuelas son la francesa, la americana y la soviética.

El sistema soviético, basado en los conceptos de Dokuchaev y Sibirstev, comprende el estudio de las propiedades y procesos edafogénicos del suelo en relación a los cinco factores formadores (Buol, et al., 1981). Además se emplean conceptos zonales o climáticos como base de la clasificación. Esta concepción resulta muy limitante, porque no considera las similitudes en los procesos evolutivos particulares para cada zona (Duchaufour, 1984).

La clasificación americana (Séptima Aproximación,) al igual que el sistema propuesto por la FAO, hace énfasis en las características de los perfiles, grado de desarrollo de los horizontes y horizontes de diagnóstico, dejando a un lado las consideraciones con respecto a la génesis de suelos. Sin embargo, el sistema americano se ha modernizado adoptando elementos de homogeneidad genética y edafoclima, brindando ahora una clasificación más útil.

Las clasificaciones edafológicas de Europa occidental han interrelacionado procesos y ecología con las características de los suelos. Entre las clasificaciones más desarrolladas se encuentra la correspondiente a la escuela francesa, la cual hace hincapié en el grado de evolución de los perfiles, el tipo de humus, las propiedades hidromórficas y el grado de traslocación de arcilla.

Cada uno de los sistemas de clasificación existentes posee sus particularidades, ventajas y desventajas, dependiendo de cómo y dónde sean aplicados. En México, se emplea, sobretodo, la clasificación de la Soil Taxonomy, por ser la escuela americana la de mayor aceptación (Gama, 1985).

La clasificación francesa proporciona buena información sobre la génesis de suelos y los procesos edafogénicos, con una visión ecológica que, sin embargo, no parece de aplicación viable en México ya que existen pocos especialistas en análisis de humus, aspecto esencial para establecer la historia genética del suelo de acuerdo a esta metodología. En este caso se considera elemento fundamental la vegetación en estrecha relación con la formación del suelo. En México, las características climáticas y geológicas así como la alta perturbación antropogénica no permiten establecer secuencias vegetación-suelo tan típicas como las enunciadas para las condiciones del territorio francés.

Es por ello que resulta relevante delimitar las condiciones generales de formación de suelos, a través de criterios de clasificación más apropiados para las condiciones locales.

4. MARCO TEORICO

En este trabajo se pretende crear conciencia sobre la problemática de los estudios edafológicos, ya que una vez que se ha establecido la génesis de un suelo, es posible asignarle una clasificación acorde con las condiciones locales y con una orientación hacia el manejo óptimo de los recursos.

En la actualidad se realizan trabajos de tipo agronómico y genético, los cuales debieran tener una relación estrecha para mejorar el manejo y aprovechamiento de recursos. Sin embargo, la teoría y la práctica -es decir la ciencia básica y la aplicada- se encuentran desligadas a tal extremo, que se subestima el estudio de la génesis tildándolo de especulación, siendo que toda ciencia es especulativa, una aproximación a la verdad.

Así, el suelo debe estudiarse en conjunto como un sistema abierto, subsistema del ecosistema de los cultivos vegetales y animales, incluyendo al hombre, y como componente geográfico (Papadakis, 1980). De hecho, ya se ha establecido la necesidad de determinar la génesis de un suelo para conocer sus características, aptitud, uso y distribución espacial (Duchaufour, 1975, 1980 y USDA, 1987).

Para los fines de esta tesis, se estudia al suelo como conjunto sin subestimar sus partes e intentando esclarecer sus características genéticas fundamentales. Esto es importante, ya que la clasificación de tales características hace resaltar la productividad y problemática del suelo y no hay necesidad de una clasificación de uso agrológico (Papadakis, 1980). En sí, cada unidad edafogénica tiene su productividad e implica un tipo de manejo (USDA, 1966).

El estudio de la génesis de suelos está basado en la determinación y comprensión de los procesos de alteración y desarrollo de suelos a partir de rocas o sedimentos, así como de aquéllos derivados de la actividad biológica de plantas y animales.

Una de las condiciones fundamentales para establecer la génesis de un suelo es el conocimiento de los procesos edafogénicos. Estos marcan la secuencia y grado de alteración de los minerales primarios, presentes en la roca, que dan lugar a su formación. Existe una teoría sobre la génesis de suelos, propuesta por Simonson (1959), que considera el desarrollo del suelo como resultado de la acción de cuatro procesos principales: adiciones al suelo, pérdidas de materiales del suelo, transferencias dentro del suelo y transformaciones dentro del suelo.

Estos procesos deben estudiarse de manera independiente, sin olvidar que actúan en conjunto, dando lugar a la tipogénesis de los suelos. Gaucher (1971) propone que para la tipogénesis de un suelo es necesaria la acción de procesos complejos, base de la evolución del mismo, los cuales actúan en conjunción con los procesos elementales, de formación. Los procesos complejos se refieren a procesos de migración de materiales minerales u orgánicos y a procesos de acumulación, en un horizonte B.

Dada la importancia que reviste la ciencia del suelo, en las últimas décadas el número de trabajos de génesis ha ido en aumento. Los investigadores se han preocupado por decifrar los procesos que afectan la formación de los suelos a partir de los cinco factores principales, involucrando, además, al factor humano como uno de los predominantes en la alteración de los procesos naturales.

Del análisis de la ecuación planteada por Jenny (1941), $S = f(\text{clima, organismos, roca, relieve, tiempo})$, se establece la dinámica de formación del suelo a través de un estudio multivariable que, sin embargo, resulta sumamente complejo y donde los cinco factores son considerados como variables independientes. No obstante, la simplificación del modelo involucra la suposición de un factor variable y el resto constante, de modo que sea posible marcar la influencia de cada uno de ellos en la génesis del suelo.

El modo de combinación de todos los factores en la descripción del sistema suelo, permitirá predecir las propiedades y forma en que se originó. Si alguno de los factores involucrados cambia, se reflejará en la tipogénesis del suelo, específicamente, de suerte que la importancia de cada factor es relativa y cambiante de región en región, por lo que es imposible hacer generalizaciones.

Considerando al suelo de esta manera, es posible establecer el tipo y la secuencia de procesos que han actuado sobre él a lo largo del tiempo. Así, manejando a cada una de las variables, por separado y en conjunto, se hace factible, en un momento dado, predecir su evolución y los cambios asociados a cualquier modificación de las condiciones reinantes.

Los factores mencionados son importantes por igual, no obstante, en ciertas áreas bajo condiciones muy particulares, propias de la región, algunos impactan más que otros. Existen trabajos, por ejemplo, en los que se resalta la influencia de la litología y el clima, en tanto que en otros casos es más importante el relieve o la vegetación. Entonces, si se pretende hacer un estudio riguroso no se deben desligar ni desvirtuar a ninguno de ellos.

En el caso particular de este trabajo, se han considerado como factores relevantes el clima, el edafoclima, y la litología, dado que se pretende establecer procesos y secuencias de alteración involucrados en la dinámica de formación de los suelos. Como factores secundarios, aunque no de influencia despreciable, se han considerado la vegetación, el relieve y la edad.

Este tipo de investigación ha sido realizada por diferentes autores como es el caso de Miura et al. (1988) donde se estudian varios perfiles de suelos de Japón, señalando la importancia del material parental y el grado de intemperismo de los materiales presentes en los suelos.

Corbett (1968) analiza la génesis de suelos basálticos en Gales, encontrando que los suelos someros son más jóvenes y presentan minerales ferromagnesianos (olivino y piroxenos), que se intemperizan rápidamente. Los suelos más profundos de la región son suelos

relictos dada la dominancia de minerales opacos, estables y alterados.

Lelong (1968) estudia las diferencias en el desarrollo pedológico de los suelos ferralíticos de la Guinea Francesa, atribuyéndolas, principalmente, a la diversidad existente en el material parental.

Tamhane y Karale (1967) al estudiar suelos en la India, encuentran que el clima y el relieve son los factores principales en la génesis de suelos derivados de rocas basálticas.

Helgason (1963) al analizar suelos derivados de rocas basálticas en la porción suroccidental de Islandia, llega a la conclusión de que los suelos son inestables debido a las condiciones climáticas presentes y pasadas. Por su parte, Catt (1979) realiza un estudio de los suelos en Inglaterra, asociándolos con las condiciones climáticas presentes y con los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario.

Asimismo, existe un buen número de investigaciones detalladas sobre la alteración de los materiales que pasan a formar parte del suelo como constituyentes esenciales. Algunos de estos trabajos están basados en las secuencias establecidas por Jackson (1968), aunque otros difieren al marcar que estas secuencias no son del todo correctas y es mejor considerar al sistema formado por diferentes asociaciones mineralógicas en equilibrio termodinámico (Chesworth, 1977).

Entre los trabajos que tratan los procesos de alteración de minerales se encuentran los realizados por Wolls (1960); Simonett (1960); Smith (1962); MacVicar (1965); Pedro y Bitar (1966); Miura et al. (1988); Parfitt (1990) y Singer (1990).

Por otro lado, en México, se han realizado varios estudios tendientes a conocer la génesis de los suelos derivados de material volcánico. Entre éstos destacan los trabajos de Aguilera (1963, 1965, 1969), el de Vallejo y Aguilera (1969); el de Cuanalo (1977); el de Palacios, et al. (1988); el de Gama, et al. (1990a) y el de Flores, et al. (en prensa).

Existen argumentos a favor y en contra del uso de los factores formadores de suelo en el establecimiento de la génesis, entre los que se encuentran:

1. La ecuación establecida por Jenny no puede resolverse, es decir no es cuantitativa. Sin embargo, puede decirse que es una buena aproximación para la determinación de la historia genética del suelo.
2. Los suelos son poligenéticos y, por lo tanto, existe más de un conjunto de factores que puede explicar su génesis. De hecho, son muy pocos los suelos monogenéticos, limitándose a aquéllos formados después de la última glaciación.

3. En muchas ocasiones, los factores no pueden ser tratados como variables independientes, ya que se encuentran íntimamente relacionados unos con otros.

4. Estudiando los factores se aprende mucho acerca de ellos aunque no sobre el suelo mismo (Bunting, 1965, en Birkeland, 1984). Pese a ésto, se llega a una buena aproximación en la determinación de los procesos.

Runge (1973) ha propuesto una ecuación más simplificada que la de Jenny, colocando al suelo como función de la producción de la materia orgánica, el contenido de agua disponible para el lavado del suelo y el tiempo. Esta ecuación es válida, sin embargo, se ha considerado que la ecuación de Jenny conduce a un mayor entendimiento, además de ser más práctica para los estudios geológicos y pedológicos, donde se trabaja con una gran variedad de suelos sobre la superficie terrestre.

En trabajos más recientes, Jenny (1980) ha propuesto una ecuación modificada, dándole mayor peso al factor biológico y enfatizando la fuerte interrelación que existe entre el suelo y los organismos. En esta nueva ecuación se piensa que ciertas propiedades de los suelos son expresiones fenotípicas, resultantes de la acción de los factores ambientales o de estado. El clima y los organismos son factores activos que dirigen las fuerzas y promueven los procesos, mientras que el material parental es un factor pasivo o inicial. Por su parte, el relieve es un factor modificante, que regula la distribución de los suelos.

5. AREA DE ESTUDIO

I. LOCALIZACION

El área que comprende este estudio se ubica entre las coordenadas geográficas 19°07' y 18°59' de latitud norte y 99°05' y 99°20' de longitud oeste, al sur de la ciudad de México y norte de la ciudad de Cuernavaca, dentro del Estado de Morelos (Fig. 1). Comprende la vertiente sur de la Sierra de Chichinautzin, ubicándose sus límites altitudinales entre las cotas 3480 y 1600 m, al norte y sur del área, respectivamente.

Los poblados más importantes, recorridos de norte a sur a través de la autopista México-Cuernavaca, son: Tres Marías, Coajomulco y Cuernavaca. Otra población de importancia es Huitzilac, localizada en el Municipio del mismo nombre, en la carretera que va de Tres Marías a las Lagunas de Zempoala, en la parte noroccidental del área. En la porción sur, se encuentran los poblados de Ocotepec, Ahuatepec, Santa Catarina y Tepoztlán, sobre la carretera que une a este último con la ciudad de Cuernavaca.

La elección de esta área de investigación se ha hecho considerando el interés que reviste, dada su cercanía con la ciudad de México. Las sierras que rodean a esta ciudad, provistas de una gran vegetación

que servía de fuente de oxígeno, han sido deforestadas casi por completo, por la necesidad de extender las fronteras agrícolas y urbanas.

Los suelos de esta región han sido mal utilizados debido al desconocimiento que se tiene sobre su aptitud natural y uso potencial, cuestiones que claramente se determinan con un estudio de carácter genético. De esta manera, es posible designar las etapas de desarrollo y evolución del suelo, que permiten conocer la forma más adecuada de manejarlo, sin llevarlo a su degradación. Claro está que por sí mismo un estudio no resuelve nada sin la implantación de medidas concretas para la conservación de los suelos.

Más que nada se ha recurrido a esta región como un campo experimental o área piloto, en la cual se pueda probar el diseño metodológico que se propone como uno de los objetivos centrales de este trabajo. Se ha elegido esta área por que en ella confluye una serie de factores, con variaciones espaciales importantes, que permiten establecer modelos genéticos interesantes a través de la metodología obtenida.

Además, la zona es representativa de una serie de condiciones y procesos que se han observado en ciertas áreas donde afloran rocas ígneas, dentro del Eje Neovolcánico y en otras partes del mundo como Japón (Miura et al. 1988). Así, esta investigación adquiere valor, en el sentido de que la metodología expuesta puede ser generalizada y empleada en zonas con características similares.

Particularmente, la zona en cuestión presenta una litología con pequeñas variaciones composicionales y texturales, que ha dado lugar a la formación de suelos muy diferentes debido a las condiciones climáticas locales, por el efecto altitudinal y de pendiente. Por otra parte, se han encontrado en el área horizontes, como es el caso de fragipanes y horizontes concrecionarios, que han sufrido procesos de tal naturaleza que difícilmente pueden producirse bajo las condiciones ambientales actuales, y por lo tanto, su explicación radica en el estudio de los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, que afectaron a la región.

FACTORES AMBIENTALES

I. CLIMA

En la distribución de las zonas climáticas del área, el relieve desempeña el papel más importante, ya que la temperatura aumenta en proporción inversa con la altitud. Así, en las laderas de la Sierra de Chichinautzin, a elevaciones comprendidas entre los 2000 y 3000 m, el clima se caracteriza por ser del tipo templado subhúmedo con lluvias de verano -entre los meses de mayo a septiembre-, con una precipitación media anual de 1500 mm, una temperatura media anual de 12-18°C y un régimen de temperatura isotérmico. A altitudes mayores que 3000 m, en las partes más elevadas de la Sierra, el clima es semifrío subhúmedo, con temperaturas medias anuales de 5 a 12°C.

En la parte sur del área, entre las cotas 1400 y 2000 m, se tiene un clima semicálido subhúmedo con una precipitación media anual de 800 a 1500 mm -régimen de lluvias de verano- y una temperatura media anual de 18-22°C -régimen de temperatura isotérmico-. A latitudes menores, el clima se hace más seco, siendo la precipitación media anual menor que 1000 mm y la temperatura media anual de 23°C.

II. VEGETACION

Las partes más húmedas y elevadas, a altitudes mayores que 3000 msnm, se presenta una vegetación de bosque de coníferas, donde predomina *Abies religiosa* y *Pinus moctezumae*. En las laderas y cañadas de la Sierra de Zempoala, donde la humedad ambiental es alta, se localiza el bosque mesófilo, con varios estratos arbóreos y uno o dos arbustivos. En el estrato arbóreo se tiene, principalmente, *Quercus sp* mientras que en el estrato arbustivo domina *Dodonaea viscosa*. A elevaciones comprendidas entre 2500 y 3000 m existen bosques de pino, con especies de *Pinus moctezumae*, *Pinus rudis* y *Pinus hartwegii* (Aguilar, 1990); la asociación más abundante de vegetación corresponde a los bosques de pino-encino y encino con especies de *Pinus leiophylla*, *Pinus oocarpa*, *Quercus microphylla* y *Quercus mexicana* (SPP, 1981 y Aguilar, 1990).

A altitudes de 1750 msnm, aproximadamente, aparece pastizal inducido con especies de *Muhlenbergia sp*, *Aristida sp* y *Setaria sp*, *Ipomoea murucoides*, *Acacia pennatula*, *Mimosa sp* y *Opuntia sp*. También es común encontrar vegetación de selva baja caducifolia, donde dominan *Bursera sp*, *Crescentia alota*, *Lysiloma acapulcensis*, *Hipomoea wolcottiana*, *Ceiba pentandra*, *Ficus sp.*, *Acacia cymbispina* y *Bucconia arborea*; en el estrato medio, *Dodonaea viscosa*, *Acacia farnesiana*, *Acacia pennatula*; y en el inferior *Dodonaea viscosa* (Aguilar op cit.).

III. GEOLOGIA

El área forma parte de la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico originado por volcanismo muy joven. Dentro de la zona de estudio destaca la Sierra Chichinautzin que corre desde la parte sur del Nevado de Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada, en un sistema de fracturas de orientación N60°E (Demant, 1978).

Geomorfología

El relieve de tipo endógeno, es decir el volcánico acumulativo, se encuentra ampliamente difundido gracias a la actividad volcánica tan intensa que ha tenido lugar durante el Terciario Superior y Cuaternario Lugo, 1984).

El paisaje está formado por una gran variedad de aparatos volcánicos, coladas de lava y superficies de lava y piroclastos. Los volcanes son muy jóvenes, entre los que destacan:

Volcán	Altura msnm	Pendiente grados
La Cima	3080	30
Tres Cruces	3280	30
El Palomito	3240	25
El Caballito	3220	27
Manteca	3220	30
El Hoyo	3180	41
Chichinautzin	3480	37
Tesojo	3180	30
Tezontle	3018	30
Los Cardos	3140	30

Fuente: cartas topográficas 1:50,000, SPP (1978), hojas Cuernavaca y Milpa Alta.

Hacia la porción occidental de la región se tiene un relieve endógeno modelado, un poco más antiguo, que conforma la Sierra de Zempoala donde destacan las mesas La Gloria y El Tabaquillo.

Por lo que se refiere a los procesos exógenos de carácter erosivo. éstos han actuado muy poco -a causa de la juventud del paisaje-, por lo que el desarrollo de la red fluvial es incipiente. En cuanto al relieve acumulativo, cabe decir que son comunes los depósitos coluviales, producto de deslaves o derrumbes y los deluviales volcánicos al pie de los volcanes.

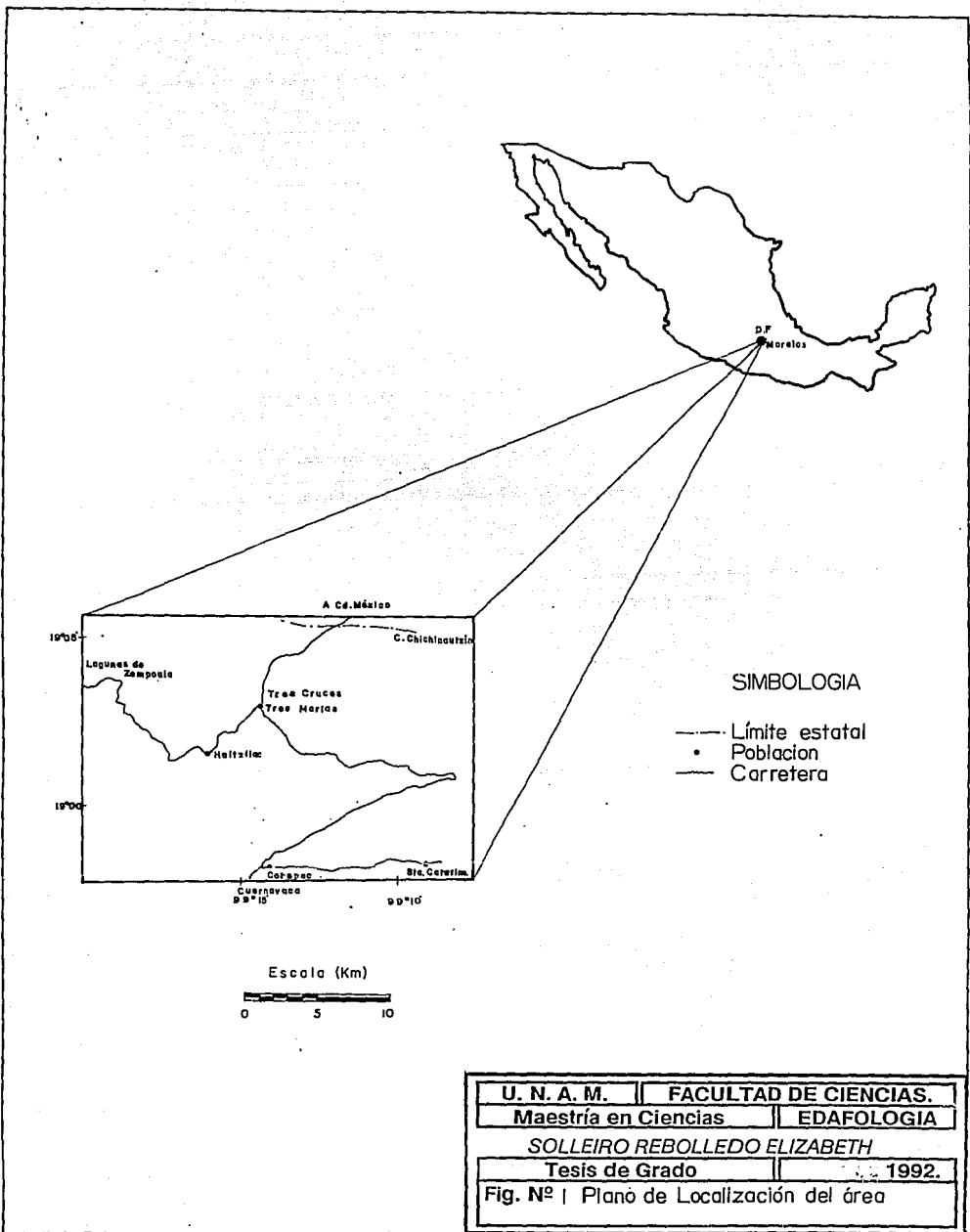
Litología

La actividad volcánica de la región se ha dado a lo largo de grandes fracturas de orientación NE-SW y NW-SE. Está formada por tres secuencias de rocas que varían de riocitas a andesitas con una migración composicional a lo largo del tiempo (Negendank, 1973). Las rocas más antiguas son ligeramente más ácidas (volcanismo miocénico) que las más jóvenes (volcanismo cuaternario).

Los fechamientos isotópicos C^{14} de la última actividad volcánica en toda la porción sur de la Cuenca de México -la erupción del Xitle- han dado una edad de 2400 años (Libby, 1951). Se ha considerado que las lavas más antiguas poseen edades de 31-32 millones de años (Mooser, 1972).

Por su parte, se ha estimado que la edad de la sierra Chichinautzin es de 700,000 años según evidencias paleomagnéticas (Scandone, 1979), mientras que las edades estimadas de los volcanes más jóvenes son menores que 40,000 años (Martín del Pozzo, 1982).

Finalmente, cabe resaltar la notable influencia del hombre en toda el área, ya que pueden observarse grandes zonas devastadas a causa del crecimiento urbano y la tala inmoderada. Esta condición ha llevado a la pérdida de grandes superficies forestales, dejando condiciones nada favorables para los suelos, de tal manera que comienzan a degradarse y erosionarse (Méndez, et al., 1990 y Gama, et al., 1992).



SIMBOLOGIA

- Límite estatal
- Poblacion
- Carretera

U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGIA
SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH	
Tesis de Grado	1992.
Fig. N° Plano de Localización del área	

II. DISEÑO METODOLOGICO

Se ha marcado como una de las metas de este trabajo, el diseño de una metodología adecuada para los estudios semidetallados de génesis de suelos. En este capítulo se explica cada una de las técnicas utilizadas en la consecución de los objetivos inicialmente planteados.

La metodología propuesta se ha dividido en cinco etapas, de tal manera que sea más clara su explicación y comprensión. La etapa I, de reconocimiento; la etapa II que se refiere al trabajo de campo; la etapa III, al trabajo de laboratorio; la cuatro, al análisis de los factores formadores de suelo; y la última que comprende el estudio de las unidades de suelo, su interpretación y la determinación de los procesos edafogénicos. La figura 2 muestra la secuencia establecida que involucra las diferentes etapas así como las actividades propuestas en cada una de ellas.

La concepción de este diagrama se ha hecho con base en el trabajo experimental, señalándose las partes que se han considerado más importantes y que arrojan el mayor número de datos que pueden ser interpretados. Es necesario aclarar que no todos los análisis que se sugieren fueron realizados en este trabajo, debido a que algunos - como es el caso de los relacionados con la bioquímica de la materia orgánica- son muy complejos y aplicables a zonas no perturbadas y que, además, requieren de una gran precisión para tener resultados confiables.

Las técnicas de laboratorio utilizadas para los análisis físicos y químicos de las muestras de suelo no se describen en este trabajo, ya que no es un objetivo estudiar cada una de ellas, sino más bien hacer una selección de las que se han considerado más convenientes en la obtención de información. Es por ello que se recomienda consultar las fuentes originales, los manuales de USDA (1987), así como los trabajos de Aomine y Jackson (1959), Hashimoto (1960), Jackson (1966) y Fassbender (1988), entre otros.

En el análisis de los factores formadores, se hace una descripción detallada de cada una de las actividades, para tener una idea más clara de cómo realizar cada uno de los mapas propuestos, para el caso del estudio del relieve, y de los climogramas en el caso del clima. En el análisis del tiempo o edad, únicamente, se mencionan criterios que pueden ser útiles en la obtención de parámetros, ya que, sin duda, éste es uno de los factores de más difícil evaluación.

La integración de la información generada, en las etapas previas, es la parte más importante del estudio e involucra, no sólo la descripción de los perfiles de suelo, sino su interpretación, a través de ciertos índices, de tal suerte que sea posible establecer la historia edafogénica de cada unidad, es decir, los procesos involucrados en su génesis, su desarrollo y evolución.

A continuación se hace la descripción detallada de cada una de las etapas señaladas en el diagrama de flujo.

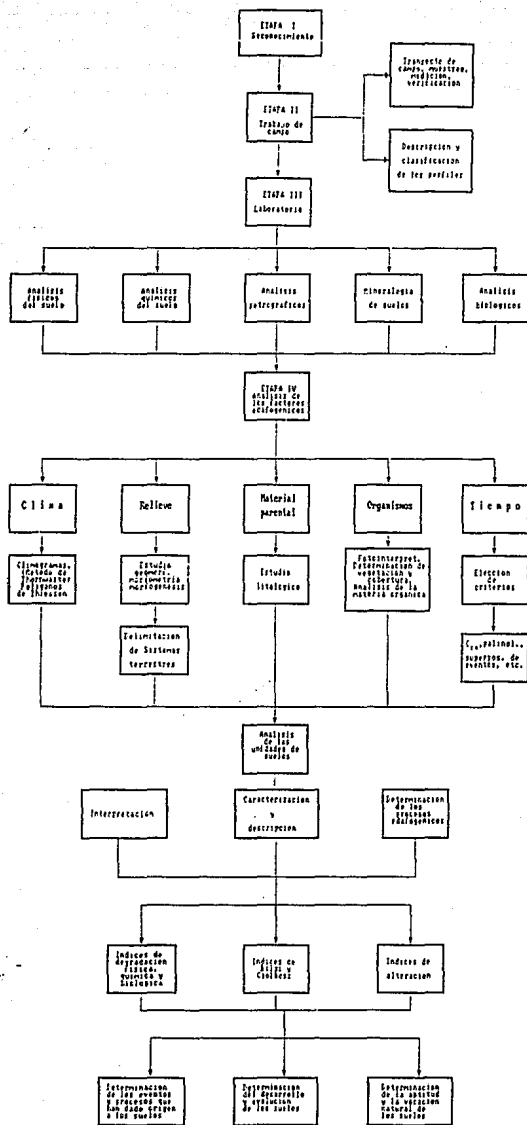


Fig. 2.- Diagrama del diseño metodológico

ETAPA I. RECONOCIMIENTO

En esta etapa se realiza la fotointerpretación, el estudio analógico de la imagen Lansat y observaciones directas en el área de estudio, para la elección de las estaciones y sitios de muestreo que resulten de interés en la investigación, estableciéndose los niveles de confiabilidad. Se realiza una primera visita al campo para rectificar o verificar las observaciones hechas en gabinete.

Asimismo, se determina el tipo de escala que se utilizará, dependiendo del área que se va a estudiar y del detalle que se pretende alcanzar. Para un estudio de semidetalle se recomienda la escala 1:50,000, que proporciona no sólo una visión generalizada del área sino ciertas características que resultan indispensables.

ETAPA II. TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo consta de las siguientes actividades:

1. Transecto de campo, muestreo, medición y verificación. Estas actividades se efectúan por medio del análisis cartográfico realizado previamente. Una vez en los sitios seleccionados, el muestreo de suelos se realiza siguiendo los criterios obtenidos en la etapa de reconocimiento.

2. Descripción de los perfiles y clasificación edáfica de acuerdo con: ORSTOM (1967), USDA (1987) y FAO (1988).

3. Extracción de muestras de roca fresca, inalterada para análisis petrográfico que proporcione información sobre la mineralogía y textura de la roca, y permita determinar el tipo de alteración dominante, relacionada con el desarrollo y la tipogénesis del suelo.

Para la zona de estudio (Fig. 3) se seleccionaron 16 estaciones, en donde se hicieron los perfiles de suelo (E1, E2, E3, E10, E15 y E16) y se obtuvieron muestras de roca fresca, inalterada, para el análisis petrográfico (E2, E3, E4, E5, E6, E7, E8, E9, E10, E11, E12, E13, E14).

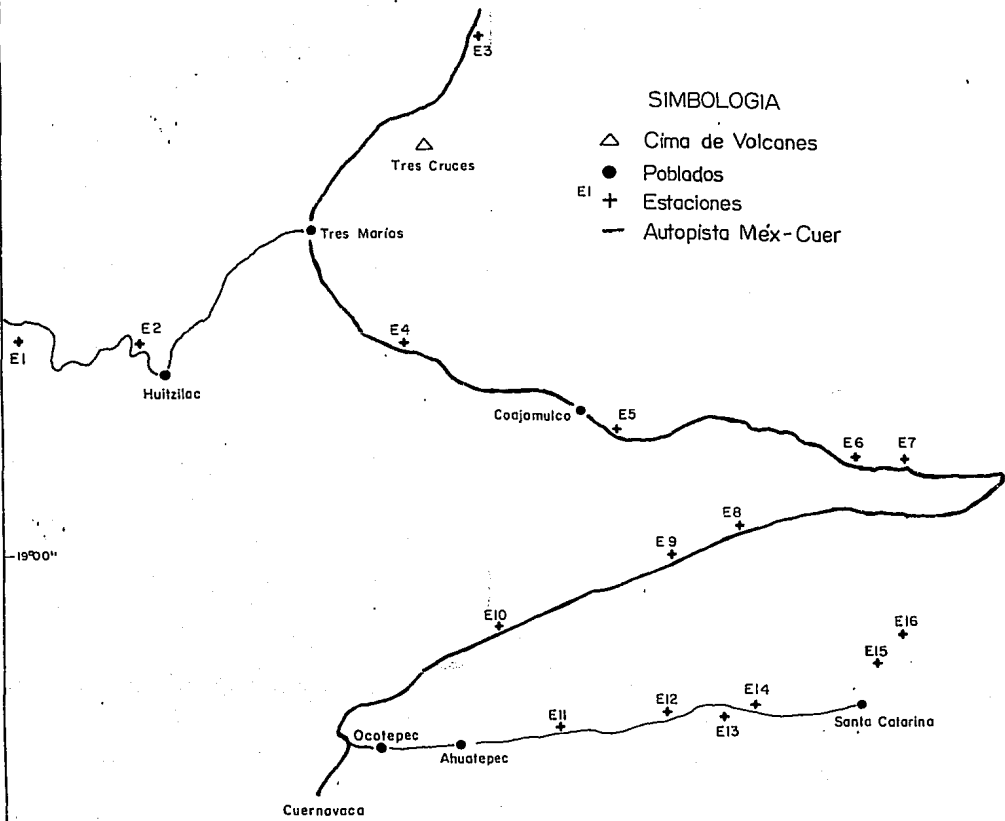
ETAPA III. ANALISIS DE LABORATORIO.

Los análisis físicos y químicos están basados en la metodología de USDA (1987)-Soil Survey Laboratory Methods, que abarcan los siguientes procedimientos:

1. Preparación de las muestras para el análisis de laboratorio

- a) Preparación de láminas delgadas de roca para análisis petrográfico
- b) Secado del suelo al aire
 - i) Tamiz de orificios cuadrados de 2mm.
 - ii) Tamiz de orificios redondos de 2mm.

99°05'
+



ESCALA (Km)

U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGIA
SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH	
Tesis de Grado	1992.
Fig. N° 3- PLANO DE ESTACIONES	

2. Análisis de tamaño de las partículas y análisis relativos a los materiales

A. Fracción < 2mm (método de pipeta)

- a) Muestras secadas al aire
 - i) Arcilla fina
 - ii) Arcilla dispersable en agua
- c) Granulometría con el método del tubo de sedimentación y pipeta.

B. Fracción > 2mm

- a) Estimaciones de peso
 - i) Mediante mediciones de peso en el laboratorio y sobre el terreno.
 - ii) A partir de estimaciones de volumen y peso.
- b) Estimaciones de volumen

C. Densidad en masa

- a) Terrones recubiertos de parafina
 - i) Secado al horno
- b) Humedad sobre el terreno

D. Retención de agua

- a) Extracción de presión de placa (1/3 ó 1/10 bar)
 - i) Muestras tamizadas
 - ii) Terrones naturales
- b) Extracción de presión de membrana (15 bars)
 - i) Muestras con la humedad del terreno

E. Diferencia de retención de agua

- a) 1/3 bar a 15 bars
- b) 1/10 bar a 15 bars

F. Extensibilidad lineal

- a) Seco o húmedo

G. Micromorfología

- i) Preparación
- ii) Interpretación
- iii) Porcentaje de arcilla retirada
- iv) Microscopía electrónica

H. Índice de plasticidad

- a) Límites de Atterberg
 - i) Límite plástico inferior
 - ii) Límite plástico superior, límite líquido

3. Análisis de intercambio de iones
 - A. Capacidad de intercambio catiónico
 - a) NH_4OAc , pH 7.0
 - i) Destilación directa
 - ii) Desplazamiento, destilación
 - b) Suma de cationes
 - i) Suma de bases más Al
 - B. Bases extraíbles
 - a) Extracción de NH_4OAc corregida (intercambiable)
 - b) NH_4Ac , pH 7.0 (intercambiable)
 - C. Saturación de bases
 - c) Suma de cationes
4. Análisis químico
 - A. Carbono orgánico
 - a) Digestión ácido dicrómico
 - i) Titulación con FeSO_4
 - B. Nitrógeno total
 - a) Digestión de Kjeldahl
 - i) Destilación de amoniaco
 - C. Hierro
 - a) Extracción con ditionito
 - i) Titulación de dicromato
 - ii) Titulación EDTA
 - b) Extracción de ditionito-citrato
 - i) Colorimetría de ortofenantrolina
 - ii) Absorción atómica
 - D. Aluminio
 - a) Extracción 1 de GCl , 30 min.
 - i) Aluminio I
 - ii) Aluminio II
 - iii) Aluminio III
 - F. Sodio, Potasio
 - a) por absorción atómica
 - G. Retención de fósforo
 - a) Saturación con 50, 100 y 200 ppm.
5. Mineralogía
 - A. Análisis instrumental
 - a) Preparación
 - i) Eliminación de carbonato
 - ii) Eliminación de materia orgánica
 - iii) Eliminación de hierro
 - iv) Fraccionamiento de tamaño de partículas
 - v) Pretratamiento PSDA
 - b) Difracción de rayos X
 - i) Montaje en polvo, registro en difractómetro

- B. Análisis óptico
 - a) Estudios de granos
 - b) Microscopía electrónica
 - c) Análisis petrográfico
- C. Análisis total
 - a) Químico
- 6. Varios
 - A. pH
 - a) Suspensiones del suelo
 - i) Dilución acuosa, 1:1
 - ii) KCl, 1:1
 - iii) NaF, 1:1
 - B. Razones y estimaciones
 - a) A la arcilla total
- 7. Determinación de alofano
 - i) Por medio de NaOH
 - ii) Cálculo del valor Delta
 - iii) Alofano total
- 8. Evaluación de índices
 - i) limo/arcilla
 - ii) Ca/Mg
 - iii) (Ca+Mg)/K
 - iv) C/N
 - v) Bases/C.I.C.T.

ETAPA IV ANALISIS DE LOS FACTORES FORMADORES DE SUELO

a. Factor clima

El factor clima, como uno de los formadores de suelo, se ha estudiado estableciendo las condiciones climáticas del área de estudio en general, así como la fórmula climática particular para el edafoclima a través de la evaluación del régimen de humedad en el suelo.

La caracterización climática del área se ha realizado de acuerdo a la clasificación establecida por Köppen (1948), el balance del agua en el suelo para la determinación del régimen de humedad, de acuerdo a Thornthwaite (1948), mientras que el área de influencia de cada una de las estaciones climatológicas ubicadas en la región, se ha establecido por medio de los Polígonos de Thiessen.

El método de Thornthwaite consiste en tomar los valores promedios mensuales de temperatura y precipitación por medio de los cuales se calculan los valores de evapotranspiración, deficiencia, demasia y humedad del suelo, con los que, a su vez, se obtienen los índices

necesarios para establecer la fórmula climática. Así, con los datos procedentes de las estaciones climatológicas, se evalúan:

1. Índice de calor mensual (i)

$$i = (T/5)^{1.514}, \text{ donde } T = \text{temperatura media mensual}$$

2. Evapotranspiración potencial mensual sin corregir (EP')

$$EP' = 1.6(10T/I)(6.76E-7)I^3 - (7.71E-5)I^2 + (17.92E-3)I + 0.49289$$

donde I = índice de calor anual = suma i_n

3. Evapotranspiración potencial (EP)

EPxF, donde F = factor de corrección por latitud (en tablas)

4. Movimiento de humedad en el suelo (MHS)

si EP > P MHS = 0

si EP < P MHS = P - EP, donde P = precipitación media mensual

el valor máximo de MHS es 10 cm, valor obtenido experimentalmente.

5. Humedad almacenada en el suelo (HA), al final de cada mes

$$HA_n = HA_{n-1} + \text{suma MHS del mes correspondiente}$$

el valor máximo de MHS es 10 cm, valor obtenido experimentalmente, representa la capacidad de almacenamiento de agua del suelo.

6. Demasía de agua (s)

$$s_m = |P - EP| - |MHS| \quad s_a = \text{suma } s_m$$

7. Deficiencia de agua (d)

d = EP - EPR, donde EPR es la evapotranspiración real

EPR = EP cuando P > EP

EPR = P + MHS cuando P < EP

8. Escurrimiento (E)

$$E_n = 50\%S + 50\%E_{n-1}$$

el valor mínimo de este parámetro debe ser 10 cm, según cálculos de laboratorio.

9. Relación pluvial (RP)

$$RP = (P - EP) / EP$$

10. Índice de humedad (Ih) en %.

$$Ih = 100s_a / EPA$$

donde EPA es la evapotranspiración anual en cm.

11. Índice de aridez (Ia) en %.

$$Ia = 100da / EPA$$

donde da es la deficiencia anual de agua en cm.

12. Índice pluvial (Im) en %.

$$Im = Ih - 0.6Ia$$

13. Concentración térmica en el verano (s) en %.

$$S = 100 \text{ suma EPn/EPA}$$

donde EPn es la suma de las evapotranspiraciones de los tres meses consecutivos con temperatura media más alta.

Los índices mencionados ayudan a determinar la fórmula climática, estableciendo los siguientes conceptos: categoría de humedad, régimen de humedad, categoría de temperatura y régimen de temperatura. Asimismo, con los datos obtenidos se construyen climogramas que proporcionan una visión simplificada y esquematizada del régimen y balance de humedad en el suelo. En ellos se marcan las áreas de precipitación, evapotranspiración, recarga (cantidad de agua almacenada en el subsuelo), demasía y déficit de humedad a lo largo del año. El climograma se construye con los valores de evapotranspiración potencial, precipitación media mensual evapotranspiración potencial más diez centímetros, y precipitación más agua almacenada en el subsuelo.

El área de influencia de cada uno de los regímenes calculados se ha obtenido por medio de los polígonos de Thiessen. El método consiste en unir con líneas rectas los pluviómetros dentro del área de estudio, localizados en un plano, a manera de formar triángulos en cuyos lados se levantan perpendiculares bisectrices, creándose varios polígonos. El área de cada polígono será el área de influencia de cada estación climatológica (Torres, 1981).

b) Factor relieve

El estudio del relieve se ha hecho a través del análisis de mapas geomorfológicos, delimitación de sistemas terrestres y realización de modelos tridimensionales obtenidos por computadora. Estos modelos sirven para determinar, en cada uno de los sistemas propuestos, los factores formadores de suelos que dominan o bien cuya influencia es más importante.

Los mapas geomorfológicos elaborados para el presente trabajo se han realizado de acuerdo a la metodología propuesta por Lugo (1988). Cada uno de los mapas proporciona información muy útil, que se analiza siguiendo el criterio del autor, dependiendo de los objetivos del estudio. Así, los resultados que se obtengan serán acordes a las condiciones reales y no meramente modelos teóricos.

Los mapas se han hecho con base en las cartas topográficas, hojas Cuernavaca y Milpa Alta, escala 1:50,000 de Ia SPP (1978). Con ellas se realizaron seis mapas geomorfológicos: de geoformas, hipsométrico, disección general del relieve, densidad de disección, profundidad de erosión y de pendientes. La forma en que se elaboró cada uno de estos mapas se expone a continuación.

Mapa de geoformas.

Este plano se elabora definiendo las formas del relieve, de acuerdo con su semejanza a ciertas figuras geométricas, desde puntos y líneas, hasta volúmenes expresados en un plano. Los puntos señalan las cimas o las simas; las líneas marcan la red de drenaje, escarpes,

fallas, fracturas; los volcanes y otras montañas, en general, son expresados a través de superficies de diferente forma.

Mapa hipsométrico.

Este es un mapa muy sencillo de realizar, y está basado en las diferencias altitudinales, por lo que resulta de interés en la delimitación de los meso y microclimas que se presentan en la región.

Primeramente, se selecciona el intervalo de valores de alturas que van a delimitarse. Esta selección se hace con base en el criterio del analista, de manera que la información obtenida sea lo más clara posible. Por lo general, se eligen curvas que marquen diferencias altitudinales fuertes, con cambios bruscos de pendiente, o las que delimitan sierras y sus diferentes elementos (cima, ladera, etc.).

Cada intervalo comprendido entre las curvas de nivel obtenido, se marca con diferente simbología. Por lo general, se emplean colores, los cuales van desde los verde oscuros para las zonas bajas, amarillos para las zonas intermedias, a colores café oscuros para las regiones elevadas.

Mapa de densidad de disección.

En este plano se marca la densidad de corrientes fluviales a través de la medición de los talwegs, los cuales no son sino el resaca de la acción fluvial. Por principio, se dibujan en el plano topográfico todos los talwegs, no sólo los que se tienen en la carta, expresados por las corrientes fluviales sino, también los que se infieren por las formas de las curvas de nivel. En seguida, se divide el plano en figuras geométricas regulares de 16 a 25 Km² de área, dependiendo de la escala de la carta topográfica que se esté utilizando.

En cada figura se cuenta el número total de talwegs y se divide entre su área, anotando el resultado en el centro de la misma. Son muy recomendables los rectángulos o cuadrados, por su facilidad para calcular el área correspondiente, así como por la configuración misma de las cartas topográficas, las cuales contienen una red por donde se sitúa la latitud y longitud.

Con todos los números centrales se hace una configuración, interpolando los valores que no aparezcan y uniendo los valores con isolíneas. Finalmente, los intervalos entre isolíneas se achuran o colorean, de acuerdo con la elección del autor. La configuración consiste en unir los puntos del mismo valor con líneas, las cuales no deben cruzarse, ni cortarse.

Mapa de profundidad de disección o de erosión del relieve.

En este plano se representa la profundidad, medida en sentido vertical pero expresada en plano, sobre la que se ha ejercido la acción de las corrientes fluviales. Para construirlo se emplea la medida de la distancia existente entre la divisoria de la corriente y el talweg. Para empezar, se trazan las corrientes y sus divisorias. Al igual que en el caso anterior, se divide la carta topográfica en figuras geométricas regulares. En el centro de cada figura se anota el valor máximo de profundidad de erosión observado. Hecho esto, se hace la configuración con isolíneas, marcando con una cierta simbología las áreas con el mismo valor de profundidad de disección.

Mapa de disección general del relieve.

En este mapa se trata de conjugar la información de los dos anteriores, de manera que se tenga una visión más generalizada de la actividad de las corrientes sobre el relieve terrestre.

El método consiste en medir la longitud total, en kilómetros, de curvas de nivel presentes en una cierta área, dividiendo la carta en figuras geométricas iguales (rectángulos o cuadrados). En el centro de cada figura se anota el valor de la longitud total de curvas de nivel dividido entre el área de la figura. Al igual que en el caso de disección del relieve, se configuran e interpolan los valores uniendo con isolíneas y achurando las áreas con los mismos valores de disección.

Mapa de pendientes.

Este es un plano de suma importancia para los estudios de suelos, ya que, como es sabido, la pendiente condiciona un gran número de propiedades del suelo (color, desarrollo, drenaje). Asimismo, influye en las variaciones del mesoclima y del microclima, la acumulación y movimiento de agua y sedimentos. Además, a través de la pendiente (factores L =longitud y s =gradiente) es posible evaluar la erosión potencial de los suelos.

El procedimiento para la elaboración de este mapa consiste en medir la distancia horizontal que hay entre dos curvas de nivel, sobre una línea perpendicular a ambas. Se divide, entonces, el valor de la distancia vertical (intervalo entre las dos curvas de nivel) y la distancia horizontal medida previamente. El intervalo de curvas de nivel que se elige es a criterio del autor, pero se recomienda que no sea muy grande, para que puedan ser captados los cambios en la pendiente del terreno. Las pendientes resultantes pueden ser expresadas en grados (empleando la función trigonométrica \tan^{-1} del cociente señalado). También puede dejarse en forma de quebrado, o efectuar la división y manejar la pendiente en porcentaje, multiplicando el cociente por cien. En cartografía es recomendable utilizar la pendiente en grados.

Hay muchos otros mapas geomorfológicos pero aquí sólo se han expuesto los que se consideraron más importantes, no sólo para la correcta evaluación del factor relieve, sino por la relevancia que tienen en la determinación de la génesis del suelo.

Los sistemas terrestres se han definido con base en los mapas anteriores, buscando características afines en cada uno de ellos e integrándolos para conformar un modelo teórico acorde con la realidad. Con cada sistema terrestre establecido se generan modelos tridimensionales en computadora, a partir de la configuración de curvas de nivel que aparece en la carta topográfica.

c) Factor material parental

Para el estudio de este factor se realiza, primeramente, la fotointerpretación del área de estudio, con fotografías en escala 1:50,000. En ellas se determinan los diferentes tipos de roca y materiales existentes. Con base en la fotointerpretación, se eligen los sitios de muestreo de rocas inalteradas, para el análisis petrográfico. En dicho análisis, se observa la mineralogía y textura de la roca y se establecen las diferencias básicas entre ellas, ya que son de gran relevancia en la edafogénesis. Una vez que se ha obtenido el tipo de roca, se procede a vaciar la información en el plano fotogeológico, de manera que se obtenga la distribución de las diferentes unidades litológicas.

d) Factor organismos

La densidad y cobertura de la vegetación se establece a través de la fotointerpretación y verificaciones en campo, marcando los principales grupos taxonómicos, aunque para tener mayor información sería necesario un estudio más profundo. Desgraciadamente, en México, las condiciones de alta perturbación antrópica impiden, con frecuencia, alcanzar mayor detalle. En la zona estudiada, el establecimiento de la vegetación, de una manera tan general, ha resultado válida, ya que para este tipo de suelos se considera a este elemento como resultado del suelo, y no el suelo como resultado de él. Una investigación que pretenda mayores alcances, debe involucrar, como ya se ha mencionado, análisis bioquímicos, los cuales proporcionan más evidencias sobre la historia edafogénica. Otro factor que debe considerarse se refiere a la fauna que interviene en la formación y desarrollo de los suelos. Sin embargo, los estudios de esta naturaleza son muy escasos en el país, limitándose la información a observaciones someras en campo.

e) Factor edad o tiempo

Este es uno de los factores que tiene mayor dificultad de evaluación. La zona de estudio se considera geológicamente joven, pero su edad cronológica no ha sido determinada con precisión. Existen varios estudios que se refieren a la edad de la roca madre, sin embargo, todos difieren entre ellos, por la superposición de eventos.

En algunos trabajos se han planteado ciertos criterios para la determinación de la edad del suelo, pero no se considerarán concluyentes por la imposibilidad de probar los resultados.

Cuando se trata de suelos sepultados, es más fácil tener datos sobre su edad, por la posibilidad de establecer relaciones estratigráficas con el resto de los depósitos. En el caso de suelos superficiales, se considera que su edad es aquella comprendida desde el tiempo en que se depósito y el tiempo presente (Birkeland, 1984).

ETAPA V. EVALUACION DE LOS PROCESOS EDAFOGENICOS

Para determinar el tipo de proceso edafogénico que ha actuado en cada uno de los perfiles estudiados, se ha tomado en cuenta la cuantificación de ciertos índices. Tales índices proporcionan información valiosa que ayuda a definir el grado de alteración, intemperismo y evolución de los materiales, que aunado a los datos sobre clima y material parental permite saber cómo se ha formado el suelo en una región específica.

Los índice evaluados en este trabajo son:

$Sa = (SiO_2/PM) / (Al_2O_3/PM)$, donde PM es el peso molar de cada compuesto particular.

Relación sílice/aluminio

$Ssex = (SiO_2/PM) / (Al_2O_3/PM + Fe_2O_3/PM)$

Contenido de sesquióxidos

$Bases: R_2O_3 = (K_2O/PM + Na_2O/PM + CaO/PM + MgO/PM) / (Al_2O_3/PM + Fe_2O_3/PM + TiO_2/PM)$

Contenido de bases

$Parker's\ W.I. = (K_2O/PM/0.25 + Na_2O/PM/0.35 + CaO/PM/0.7 + MgO/PM/0.9)$

Factor de intemperismo de Parker

Factor de

$lixiviación = [(K_2O/PM + Na_2O/PM) / SiO_2/PM] / [(K_2O/PM + Na_2O/PM) / SiO_2/PM]$

s u e l o

roca madre

Los valores de las bases, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2 están dados en porcentaje, correspondiendo a los obtenidos en los análisis de fusión

de óxidos totales. Por lo que respecta a los valores de óxidos pertenecientes al material parental son promedios, calculados a partir del análisis de varias rocas.

Todas las operaciones efectuadas para el cálculo de los índices y parámetros utilizados en este trabajo se han hecho por medio de una hoja de cálculo en la computadora, lo que simplifica, en mucho, el trabajo. Es por ello que se recomienda el uso de alguno de los paquetes comerciales para facilitar el desarrollo de una investigación de este tipo, donde se tiene que trabajar con un gran número de datos procedentes de los análisis de laboratorio.

Otro aspecto que se ha considerado es la evaluación de la morfología de los suelos, de acuerdo al sistema propuesto por Bilzi y Cilkosz (1977), para determinar el Desarrollo Relativo del Perfil (DRP) y el Desarrollo Relativo de los Horizontes (DRH).

El DRP se evalúa a través de la comparación de ciertas características de cada uno de los horizontes con el horizonte C, mientras que el DRH se mide comparando a un horizonte con el horizonte subyacente.

Tales evaluaciones se basan en asignar valores a cada cambio en las propiedades del suelo que se observa entre los horizontes. Las características empleadas para ello son las siguientes:

Color en húmedo. En este caso se asigna un punto para cada cambio en tono, valor o croma. Por ejemplo, un cambio de color de 7.5YR 4/5 a 10YR 3/2 dará un valor de 5 (uno para el tono, uno para el valor y tres para la croma).

Textura. Se asigna un punto por cada cambio textural, siguiendo este orden:

- 1 Arena
- 2 Arena mijagosa
- 3 Migajón arenoso
- 4 Franco
- 5 Migajón limoso
- 6 Limo
- 7 Migajón arcillo arenoso
- 8 Migajón arcilloso
- 9 Migajón arcillo limoso
- 10 Arcilla arenosa
- 11 Arcilla limosa
- 12 Arcilla

Además se consideran el tamaño y abundancia de las gravas.

Estructura. Se asigna un punto a cada cambio en el tipo, tamaño y desarrollo de los agregados, de acuerdo con el siguiente orden:

Tipo	Tamaño	Desarrollo
1 Masiva	1 muy fina	1 Débil
2 Laminar	2 fina	2 Moderado

3	Bloques subangulares	3	mediana	3	Fuerte
4	Bloques angulares	4	gruesa		
5	Migajosa	5	muy gruesa		
6	Granular				

Películas. Se asigna un punto a cada cambio en espesor y distribución de los cutanes de arcilla, pudiendo ser:

1	Delgadas	1	Zonales
2	Moderadamente espesas	2	Discontinuas
3	Espesas	3	Continuas

Límite. Se asigna un punto si el cambio entre horizontes es gradual, 2 si es claro, 3 si es abrupto y 0 si el límite es difuso.

Consistencia. Se asigna un punto para cada cambio en la consistencia, en seco y en húmedo.

0	Suelto	0	Suelto
1	Débil	1	Muy friable
2	Moderadamente débil	2	Friable
3	Duro	3	Firme
4	Extremadamente duro	4	Muy firme
		5	Extremadamente firme

Hay casos en los que, por la heterogeneidad del horizonte, se presentan más cambios en una sola de las propiedades mencionadas, que deben ser evaluadas. Por ejemplo, si se tiene dos o más colores en el horizonte, se debe hacer una proporción y sacar un valor promedio entre ellos.

Otros índices de útil evaluación son los correspondientes a la degradación física, química y biológica, obtenidos a través de las fórmulas dadas por FAO-PNUMA (1980). Con tales índices se conoce teóricamente el riesgo que poseen los suelos a ser degradados, bajo las condiciones climáticas y topográficas presentes.

Por otra parte, se ha considerado de interés exponer el porqué se utilizaron estos métodos y no otros, así como la discusión de la validez de algunas técnicas hasta ahora empleadas en el estudio de suelos.

En primer lugar se hará referencia a los métodos utilizados en el análisis acerca del tamaño de partículas. Se ha empleado el método de la pipeta, para la fracción menor que 2 mm. Sin embargo, cabe señalar que este método es adecuado sólo para la fracción menor que 0.05 mm (limo+arcilla), haciendo una separación previa de la arena a través de un tamizado en húmedo. La fracción arenosa se estudia por medio del tubo de sedimentación, lo que lleva a resultados más confiables. De hecho, la separación previa de la fracción arenosa y el lodo permite una estimación más precisa que la obtenida a través del hidrómetro, el cual ha sido ampliamente usado en los análisis texturales de los suelos (Janitzky, 1986).

Los errores que se tienen al analizar las muestras completas, se deben a que la arena, al caer en el fluido, arrastra consigo las partículas más finas, sobretodo a los limos, de tal manera que se subestima su valor y se sobrevalora el contenido de arena.

En la siguiente tabla se exponen los resultados de la comparación de ambas técnicas en varias muestras de suelo:

Perfil Horizonte	Pipeta sola			Sedimentológico		
	arena %	limo %	arcilla %	arena %	limo %	arcilla %
P3-A 0-20 cm	40	14	46	16.7	53.3	30.0
P3-B2 20-80 cm	18	26	56	11.6	38.1	50.3
P3-BC 80-130 cm	36	20	44	9.0	34.2	56.8
P3-C 130-150 cm	52	30	18	17.2	56.0	26.8
P10-A	44	46	10	20.8	60.5	18.7
P10-B1	52	40	8	6.5	75.4	18.1
P10-B2	64	8	28	3.2	51.7	60.5

Tabla 1. Comparación entre los resultados en el análisis de textura, por el método de la pipeta y el utilizado en los estudios sedimentológicos (tubo de sedimentación+pipeta).

Como se puede apreciar, los resultados son muy diferentes, pero no son concluyentes, ya que son muy pocas muestras las que se han comparado. Sería necesario realizar más análisis para determinar la validez de los métodos.

Por otro lado, es necesario incluir a la fracción gravilenta, >2mm, en los estudios, ya que en muchas ocasiones, a pesar de que se le tiene en el terreno, no se muestrea ni se describe. De esta manera, al evaluar la textura en laboratorio, las muestras arrojan datos diferentes a lo que en realidad se presenta en el campo.

Las pruebas de extensibilidad lineal y plasticidad muestran el comportamiento mecánico de los suelos. Los valores más altos de ambos índices corresponden a suelos con altos contenido de arcilla, materia

orgánica y humus, materiales que poseen una alta capacidad de adsorción de agua.

Asimismo, el tipo de arcilla condiciona la plasticidad y extensibilidad del suelo, siendo la montmorillonita la que mayores valores posee, a causa de la mayor hidratación de sus superficies. Por otro lado, es sabido que los Andosoles son suelos con una alta capacidad de retención de agua, por lo que se ha recomendado evaluar su plasticidad para conocer el comportamiento de otras propiedades físicas durante el desecamiento (Maeda y Soma, 1990).

En los estudios de génesis, es recomendable evaluar el contenido de Carbono orgánico ya que da información sobre el tipo de procesos que actúan en una zona, al evaluar la relación C/N. Con esta relación se tiene idea acerca de la dinámica de mineralización de la materia orgánica, la cual depende de varios factores, destacando la humedad, la aireación, el pH y la temperatura del suelo, acelerando o deteniendo los procesos de descomposición.

Los mapas morfométricos resultan de suma utilidad para evaluar ciertas propiedades del suelo, que ayudan a la determinación de los procesos edafogénicos. Con ellos se conoce la distribución espacial de los suelos; de los meso y microclimas; el drenaje y su acción sobre los materiales, traduciéndose en interpretaciones sobre los procesos de alteración y edad de las rocas.

Las propiedades del suelo que se han empleado en la determinación del desarrollo relativo del perfil y desarrollo relativo de los horizontes, son las que se considera que van cambiando a lo largo del tiempo, como consecuencia de una mayor diferenciación del perfil del suelo. En cada etapa de formación de horizontes, pueden observarse cambios en las condiciones iniciales, y ningún horizonte es exactamente igual al otro.

III. ANALISIS DE LOS FACTORES FORMADORES DE SUELO

1. ANALISIS DEL FACTOR RELIEVE

El relieve es muy importante en la distribución y formación de suelos, ya que controla muchas de sus características tipogenéticas (color, espesor, contenido de materia orgánica, mineralogía), además de ser responsable de las variaciones en los meso y microclimas, por el efecto altitudinal o de pendiente. Por ello, las propiedades y morfología de los suelos pueden cambiar lateralmente, al combinarse los procesos climáticos, geológicos y pedológicos. Así, aunque puede tratarse como a un elemento independiente dentro de la génesis de suelos, dará mejores resultados interrelacionarlo con los otros factores edafogénicos.

El efecto de la pendiente sobre los suelos provoca una variabilidad en las propiedades, la cual ha recibido el nombre de catena o toposecuencia. La catena condiciona que los suelos formados a lo largo de una colina sean diferentes entre sí, pero íntimamente relacionados, ya que presentan cambios graduales. Por lo general, las diferencias que se observan se atribuyen a los cambios en el sistema de drenaje, el cual causa la lixiviación o acumulación de elementos, traduciéndose en variaciones en la composición química y mineralógica.

Ahora bien, si se relaciona el relieve con los procesos de intemperismo, se tiene que en los relieves accidentados, de pendientes pronunciadas, dominan los procesos de tipo mecánico, es decir, la erosión es más acentuada que la formación del suelo. En planicies o mesetas, los procesos de descomposición han tenido más tiempo para actuar, por lo que existe un mayor intemperismo químico. En montañas elevadas, las bajas temperaturas y el efecto de cuña del hielo favorecen más la descomposición mecánica.

Como se observa, las interrelaciones entre los diferentes factores no se pueden olvidar, ya que una situación condiciona a la otra, y es difícil considerarlos como variables independientes. Sin embargo, por ser más conveniente, se hace el análisis geomorfológico por separado, de tal manera que sea más fácil la evaluación del factor relieve. Para ello se han realizado diversos mapas que proporcionan información valiosa para este propósito.

En la elaboración de estos mapas geomorfológicos, como se ha mencionado anteriormente, se han utilizado mapas topográficos (escala 1:50,000), correspondientes a las hojas Milpa Alta y Cuernavaca de la SPP (1978), fotografías aéreas y observaciones de campo, según la metodología propuesta por Lugo (1988). Los mapas que se han construido corresponden a cuestiones como geoformas, hipsometría, profundidad de erosión, disección del relieve, densidad de disección y pendientes.

Estos mapas ayudan al establecimiento de sistemas terrestres, con base en límites naturales, los cuales engloban áreas con características semejantes en cuanto a clima, vegetación, litología, y que, por tanto, se encuentran íntimamente relacionados a los suelos.

La información que se extrae de los mapas conjuntada con el trabajo geológico, ayuda a definir los procesos endógenos y exógenos que han tenido lugar. Asimismo, con el estudio geomorfológico es posible cuantificar rasgos cualitativos del relieve terrestre, de tal manera que se definan diversos parámetros, esenciales para conocer de manera clara los procesos que han intervenido en la configuración de las geoformas.

Es muy importante señalar que los métodos para la elaboración de los mapas requieren, en gran parte, del criterio de la persona que los realiza, ya que la elección de los parámetros e intervalos no puede ser dada como una receta, sino que se hace de acuerdo al tipo de estudio que se esté desarrollando. Asimismo, la configuración de cada mapa no debe apartarse de la realidad, para lo cual es necesario ir uniendo las líneas de acuerdo con la carta topográfica, para ir modificando los trazos e irlos adecuando a las formas observadas en ella. La interpretación de cada uno de los planos se da a continuación.

Geoformas (Fig. 4)

El paisaje presenta un relieve típicamente volcánico. Las formas que predominan son las producidas por el volcanismo explosivo y efusivo. El primero está representado por volcanes cineríticos, planicies y laderas de piroclastos. El volcanismo efusivo ha formado laderas, mesas y coladas de lava.

Los volcanes son muy jóvenes -con edades menores de 40,000 años (Martin del Pozzo, 1982)- tal como lo indica su morfología, aunque muchos de ellos se encuentran sobrepuestos, cubiertos, o bien, con cráteres rellenos que dificultan su interpretación. De hecho, no se ha podido establecer claramente la estratigrafía, precisamente por la existencia de sobreposición, e interdigitación de las lavas.

Algunos conos se encuentran asociados a grandes derrames de lava, como es el caso del volcán Los Cardos, en el NW, los volcanes El Palomito, El Caballito, Manteca, El Hoyo y Chichinautzin en el N y NE. Otros aparatos están rodeados de superficies de piroclastos, principalmente depósitos de ceniza, como en Tres Cruces y Tesoyo.

Abundan los conos adventicios y los conos cineríticos con grandes circos, formados por erosión fluvial o a consecuencia del fenómeno explosivo que les dió origen. Por lo general, los volcanes más jóvenes muestran coladas de lava asociadas a su estructura principal.

En la sierra Chichinautzin hay amplias planicies de piroclastos, cubiertas en parte por las coladas de lava, las cuales ocupan una porción importante del área de estudio, lo que hace pensar en la

existencia de diferentes centros eruptivos derivados de varios eventos a lo largo del tiempo.

La red de drenaje no se encuentra muy desarrollada, dada la juventud del relieve y la alta porosidad de las rocas. La configuración es predominantemente dendrítica en los derrames de lava, rectangular, en algunos casos, y radial en los volcanes, con corrientes de primer orden, en esencia.

Plano hipsométrico

Este plano (Fig. 5) marca la notable disminución altitudinal que existe en la zona, con un gradiente que va de norte a sur, donde pueden separarse curvas de nivel casi continuas a los 3000, 2850, 2400, 1800 y 1650 msnm. Estos intervalos se eligieron con base en las características observadas en las cartas. En altitudes mayores que 3000 m se encuentra la mayor densidad de volcanes; entre los 2850 y 2400, aún se observan algunos aparatos volcánicos importantes; entre los 2400 y 1800, hay un marcado cambio de pendiente, notorio por la forma y densidad de curvas de nivel; entre los 1650 y los 1800m, la distancia entre curvas de nivel es mayor.

Relacionando la hipsometría con la distribución de los suelos, se ha observado que a altitudes comprendidas entre los 3000 m y 2100 m aparecen los Andosoles; entre los 2100 y 1900, se forman horizontes cámbicos; entre los 1900 y 1650 aparecen horizontes argílicos, mientras que a altitudes menores, ya se tienen propiedades vérticas.

Las partes más altas, en el norte, corresponden con los volcanes Chichinautzín (3480 m), El Palomito (3240 m), Manteca (3220 m), El Caballito (3220 m), El Hoyo (3180 m), Tesoyo (3180 m), Tres Cruces (3280 m) y Los Cardos (3140 m).

Las partes más bajas -alturas menores a 1650 m- se localizan al sur, en el área de Santa Catarina, al oriente de la ciudad de Cuernavaca, Mor.

La disección del relieve es un factor muy importante dentro de la génesis de suelos, ya que permite tener información sobre la edad relativa de los materiales y la dinámica de modelado del paisaje. Los relieves con una baja densidad de disección y poca profundidad de erosión son, generalmente, muy jóvenes, aunque ésto se encuentra, a su vez, en relación con la naturaleza del material parental y del clima. Un paisaje que muestra valores altos de disección permite pensar en un relieve más antiguo, donde los procesos exógenos han tenido mayor tiempo de acción.

La determinación de la disección general del relieve (densidad+profundidad de disección) lleva a establecer modelos sobre escorrentía, permeabilidad de los materiales, drenaje, cuestiones imprescindibles en la génesis de suelos. Así, la interpretación de los planos siguientes es de suma importancia:

Densidad de disección

La mayor densidad de disección ($2.5-3.15 \text{ Km/Km}^2$) se localiza hacia la porción oriental, en las lavas del Chichinautzin, en el área de la curva "La Pera", y hacia la occidental, en Huitzilac, donde alcanza valores de $2.5-3.33 \text{ Km/Km}^2$ (Fig. 6). La menor densidad se presenta en el norte, con valores de hasta 0.93 Km/Km^2 .

La disección general del relieve integra la profundidad y la densidad de disección, y toma como base la longitud total de curvas de nivel por área. El resultado se muestra en la figura 7, siendo un tanto parecido al anterior, en el sentido de que la mayor disección se encuentra hacia "La Pera" ($15-25 \text{ Km/Km}^2$) y hacia el W de Huitzilac, con valores ascendentes en esa dirección de $15-35 \text{ Km/Km}^2$.

En el primer caso, las pendientes pronunciadas, como se verá más adelante, influyen en que los procesos erosivos sean más acentuados, permitiéndose una mayor disección del relieve, mientras que en el área de Huitzilac, la mayor disección se debe a que el relieve es más antiguo.

La porción central presenta valores bajos de disección ($15-10 \text{ Km/Km}^2$), destacándose que la parte norte posee valores menores que 10 Km/Km^2 . En esta zona, afloran los derrames de lava más jóvenes y formas rellenas de cenizas, las cuales permiten una rápida infiltración del agua de lluvia.

Profundidad de erosión.

Las zonas donde se presenta una mayor profundidad de erosión se encuentran hacia el W de la zona de estudio, con valores mayores que 80 m hasta 200 m. Esta área pertenece a la región de mesas con escarpes pronunciados y alta disección de relieve.

La parte oriental, hacia la zona de las lavas del Chichinautzin (Fig. 8), comprende profundidades menores a 10 m, aunque hacia "La Pera", nuevamente, se encuentran barrancos profundos ($20-30 \text{ m}$).

En el volcán Tres Cruces hay profundidades de hasta 40 m, pues en él se aprecian barrancos formados por erosión fluvial. En la superficies de piroclastos parece haber una profundidad de erosión mayor ($20-30 \text{ m}$) que en las coladas de lava ($5-15 \text{ m}$).

Pendiente

Este es un mapa muy sencillo de hacer, quizá el mayor problema en su realización sea la elección del intervalo para configurar las pendientes obtenidas, ya que es a criterio, dependiendo de los fines que se persigan en el trabajo.

El plano de pendientes muestra que las zonas de mayor inclinación corresponden a escarpes en la región de Zempoala (Fig. 9), donde existen mesas con paredes de pendientes mayores que 45° (100%). Al

mismo tiempo, estas mesas presentan pendientes muy suaves (menores a 2° - 3.5% -) en su superficie.

En cuanto a los conos volcánicos, la mayoría de ellos posee inclinaciones de $30-45^{\circ}$ ($57.7-100\%$), aunque hay algunos de pendientes menores, de $20-30^{\circ}$ - $36-57.7\%$ - (Manteca y Tescoyo). La inclinación promedio de los derrames de lavas, asociados a los volcanes Manteca y Los Cardos, presentan pendientes menores de $3-6^{\circ}$ ($5-10.5\%$).

Las lavas del Chichinautzin tienen pendientes de $6-10^{\circ}$ ($10.5-17.6\%$); sin embargo, en el área de "La Pera", la pendiente se incrementa, alcanzando valores de $10-20^{\circ}$ ($17.6-36\%$).

Hacia la porción sur, las pendientes son menores, oscilando entre 3 y 6° ($5-10.5\%$), a excepción de las que corresponden a pequeños conos cineríticos.

Comparando el plano de pendientes con los de disección, es posible hacer notar que la zona de "La Pera" posee una alta disección asociada a fuertes pendientes dentro de los derrames.

Se ha concluido que en este paisaje la influencia de los procesos endógenos ha sido determinante en la conformación del relieve, resultando en un relieve volcánico muy joven, que se ha visto afectado por procesos exógenos. Principalmente han actuado la erosión fluvial y procesos gravitacionales que han removido materiales, sobre todo en las zonas de mayor pendiente, lo que ha impedido la formación de suelos.

Por lo que se refiere a los procesos exógenos de carácter erosivo, puede decirse que, dada la juventud de la región y la naturaleza porosa de los materiales que en ella se encuentran, éstos han actuado muy poco, por lo que el desarrollo de la red fluvial es incipiente. En las zonas donde se presentan materiales no consolidados -planicies de piroclastos- esta red posee una mayor densidad de corrientes.

En las coladas de lava, las corrientes, aunque escasas, en ocasiones, han formado barrancos de una profundidad considerable, derivadas de las fracturas y diaclasas comunes en este tipo de estructuras.

En cuanto al relieve acumulativo, cabe decir que son comunes los depósitos coluviales producto de deslaves o derrumbes y los deluviales volcánicos al pie de los volcanes.

La influencia del hombre en toda el área es muy notoria, ya que pueden observarse grandes zonas devastadas a causa del crecimiento urbano y la tala inmoderada.

2. ANALISIS DEL FACTOR CLIMA

El clima es uno de los más importantes factores formadores de suelo, dado que los materiales de los cuales proviene se desintegran y descomponen a través del intemperismo, por la acción de la temperatura y el agua, entre otros agentes. Tanto la humedad como la temperatura son dos aspectos que cobran gran relevancia en cuanto al control de las características de los suelos.

De hecho, es el clima el que mejor caracteriza el conjunto de procesos de descomposición que sufren los materiales. Estos procesos se realizan a consecuencia de ciertas manifestaciones energéticas, por la tendencia de los minerales, formados bajo condiciones diferentes de presión y temperatura, de mantenerse en equilibrio termodinámico con el medio en el que se encuentran.

Entre los mecanismos que intervienen en la destrucción de minerales, directamente relacionados con el clima, están la temperatura y la precipitación pluvial.

Las fluctuaciones de temperatura diarias pueden no ser tan importantes en la producción del material parental de los suelos, ya que su efecto no es inmediato. Sin embargo, el cambio constante ocasiona la fatiga de los materiales, rompiendo las uniones minerales de las rocas y permitiendo el paso de otros agentes intempéricos como el agua. Asimismo, el agua que se congela en los poros de las rocas, aumenta su volumen en un 9% a 0°C, aproximadamente, produciendo fuertes presiones (Bowles, 1979).

Por otro lado, es sabido que el agua es uno de los principales agentes del intemperismo químico, produciendo importantes procesos de disolución, hidratación e hidrólisis, así como la oxidación y reducción de los minerales primarios, permitiendo su alteración a minerales secundarios y la formación de otras partículas integrantes del conjunto suelo. Al mismo tiempo, el agua es un medio indispensable para el crecimiento de plantas y todo tipo de organismos, que contribuyen dinámicamente al desarrollo del suelo.

La acción del clima es por demás notoria en cuanto al tipo de productos que se obtienen. Esto se refiere a que los materiales derivados de un clima templado difieren, en mucho, de aquéllos procedentes de un clima tropical o desértico. Así por ejemplo, en un clima desértico, donde predomina, principalmente, un intemperismo de tipo mecánico, se producirán materiales disgregados del tamaño de la arena, con una ínfima alteración química. Por el contrario, en un clima tropical, actúa con mayor intensidad el intemperismo químico, de tal manera que los productos resultantes son minerales transformados o neoformados, minerales arcillosos con cristalización de los óxidos liberados.

Siendo el clima tan importante factor edafogénico, resulta esencial evaluarlo para medir su influencia dentro de la génesis de un determinado tipo de suelo, así como la clase de procesos que han

tenido lugar en la alteración de minerales primarios, por medio del intemperismo. Para ello es necesario no sólo conocer el clima ambiental, sino el edafoclima, el cual puede ser muy diferente al primero, por la variación de las condiciones a nivel del suelo.

Inclusive, en las clasificaciones actuales de suelos, se toma en cuanta la influencia del factor climático local, marcando el régimen de humedad que se presenta. Esto hace que las clasificaciones que se obtienen, a pesar de ser más complicadas, sean más útiles, ya que hablan mejor sobre las condiciones del suelo, de tal forma que se puede planificar su manejo y uso, de una manera más adecuada.

El régimen de humedad se refiere a la presencia o ausencia de agua subterránea a una presión menor que 15 bars. Este límite se plantea debido a que las plantas mesófitas no pueden sobrevivir a tensiones superiores, por ser producto del desecamiento del suelo o por la presencia de grandes cantidades de sales (Soil Survey Staff, 1975). Asimismo, el régimen de humedad no debe verse como una función exclusiva del clima, sino que es también producto del relieve, el cual influye en el drenaje y movimiento de agua en el suelo. Por su parte, el balance de agua en el suelo representa las pérdidas y ganancias de humedad en un determinado tiempo. Las pérdidas son debidas a la evapotranspiración potencial, mientras que las ganancias son función de la precipitación.

Hoy en día, se ha llegado a considerar al clima como una propiedad del suelo, producto de la confluencia del clima atmosférico, la vegetación y ciertas propiedades intrínsecas del suelo como son la porosidad y la textura. Así, esta propiedad climática puede ser medible y aprovechable para el crecimiento de las plantas (Buol et al., 1981). Existen ciertas propiedades del suelo atribuibles directamente a la acción del clima, como son: el contenido de materia orgánica y de arcilla, los tipos de arcilla y de minerales de hierro, el color, la presencia o ausencia de CaCO_3 y de sales solubles (Birkeland, 1984).

Además, el clima no ha sido estable a lo largo del tiempo, sino que se han tenido importantes variaciones a través de la historia geológica, que se han visto reflejadas en los suelos. Por esta razón, resulta de gran importancia estudiar los climas sucedidos, sobre todo en el Cuaternario, para determinar los tipos y la distribución de los suelos actuales y pasados (Catt, 1979).

Asimismo, es posible establecer los paleoclimas estudiando las propiedades del suelo. Para ello es necesario considerar, en principio, si el suelo ha sufrido alteraciones subsecuentes por procesos diagenéticos o pedogenéticos. Esto es importante para determinar que tan resistentes son las características del suelo a los cambios, ya que las propiedades que han sido alteradas no podrán servir para el análisis. Así, por ejemplo, se sabe que hay horizontes más susceptibles a la alteración, como los epipedones mólicos u óxicos, mientras que hay otros sumamente resistentes, como los horizontes óxicos, argílicos, nátricos y duripanes (Birkeland, 1984)

Por lo que respecta a la zona de estudio, como anteriormente se ha mencionado, el clima, en las partes más elevadas de la Sierra (> 3000 m), está caracterizado por ser del tipo semifrío subhúmedo, con temperaturas medias anuales de 5 a 12°C y precipitación media anual de 1500 mm. En las laderas de la Sierra de Chichinautzin, a elevaciones comprendidas entre los 2000 y 3000 m, el clima es de tipo templado subhúmedo, con una precipitación media anual de 1500 mm y una temperatura media anual de 12-18°C. En la parte sur del área, entre las cotas 1400 y 2000 m, se tiene un clima semicálido subhúmedo con una precipitación media anual de 800 a 1500 mm y una temperatura media anual de 18-22°C. Todas estas zonas presentan un régimen de lluvias de verano -entre los meses de mayo a septiembre, siendo los meses de junio a agosto los de mayor precipitación- y un régimen de temperatura isotérmico. A latitudes menores, el clima se hace más seco, donde la precipitación media anual es menor que 1000 mm y la temperatura media anual de 23°C.

Esta clasificación climática resulta muy general ya que las condiciones de humedad en el suelo pueden ser muy diferentes, es decir, el clima ambiental no resulta muy útil para un estudio de edafogénesis porque no es representativo de lo que realmente pasa a nivel del suelo. Es por ello que es preferible trabajar con el edafoclima, estableciéndose el régimen de humedad con base en el sistema propuesto por Thornthwaith (1948).

El método se considera aceptable para zonas templadas pero no para regiones áridas y tropicales, donde las condiciones varían notoriamente. Asimismo, es necesario señalar que ciertos cálculos son muy arbitrarios dado que toman valores específicos para los niveles de saturación de agua en el suelo, derivados de experimentación en el laboratorio. Sin embargo, estos experimentos no consideran la textura, porosidad, ni densidad aparente, intrínseca de los materiales, que pueden favorecer la existencia de un mayor drenaje, o bien, una sobresaturación de agua en los niveles superficiales.

Desafortunadamente, aunque el método puede usarse para la zona de estudio, con sus reservas, no existe un número suficiente de estaciones climatológicas, lo que limita el análisis. Además, resulta conveniente tener datos de las estaciones climáticas, de varios años, para que los resultados sean más confiables. A pesar de ello, se ha considerado que el método proporciona valiosa información acerca del régimen de humedad que caracteriza a la región y de la cantidad de agua presente en el suelo, y que, en gran medida, influye en los procesos de alteración de minerales.

Se han localizado cinco estaciones meteorológicas: Huitzilac, Tres Cruces, Tepoztlán, Cuernavaca y Temixco, las cuales cubren los diferentes regímenes climáticos del área de estudio.

La parte norte del área, correspondiente a las estaciones Huitzilac (tabla 2) y Tres Cruces (tabla 3) presenta un régimen údico, donde la precipitación excede, en mucho, a la evapotranspiración (Figs. 10 y 11) y, en consecuencia, se tiene una gran demasía de agua en el suelo que permite que haya almacenamiento de agua durante la mayor parte del año -de abril a diciembre. El mayor déficit de humedad se

presenta en los primeros meses del año, siendo más acentuado en febrero y marzo. Teóricamente, este tipo de régimen es común en los suelos de climas húmedos que tienen un periodo de lluvia bien distribuido, que exceda, en el verano, la evapotranspiración, y donde la tensión de humedad rara vez es mayor que un bar.

El clima obtenido para la estación Huitzilac corresponde al tipo superhúmedo, semifrío, con gran demasía de agua estival y moderada deficiencia de agua invernal. La fórmula climática para la estación Tres Cruces es similar, a diferencia de que este clima posee menor deficiencia de agua invernal (tablas 2 y 3)

Hacia la parte sureste, representada por la estación Tepoztlán, el régimen de humedad es údico, aunque con mayor deficiencia de agua que en los casos anteriores (tabla 4), pero altos niveles de saturación de humedad y agua almacenada (Fig. 12). El clima que se le ha asignado es semicálido, moderadamente húmedo, con gran demasía de agua estival y moderada deficiencia de agua invernal.

Hacia la porción suroeste, los cálculos realizados a partir de los datos de la estación Cuernavaca (tabla 5), señalan la existencia de un régimen ústico, implicando una cierta deficiencia de agua, si bien la precipitación es mayor que la evapotranspiración (Fig. 13), cuando menos cuatro meses. El régimen ústico implica resequedad, pero con suficiente humedad para permitir el crecimiento de las plantas. El clima que se presenta en esta estación es semicálido, ligeramente húmedo, con gran demasía de agua estival y gran deficiencia de agua invernal.

La parte sur de la zona, donde se localiza la estación Temixco (tabla 6), presenta un régimen más seco que en el caso anterior, en el que la evapotranspiración es mayor que la precipitación, originando un déficit considerable de agua y, por lo mismo, escaso almacenamiento (Fig. 14). El tipo de clima que presenta es semicálido, semiseco, con moderada demasía de agua estival y gran deficiencia de agua invernal. Esta estación, aunque ya se encuentra fuera del área de estudio, se ha considerado para observar hasta donde llega su influencia y determinar si ésta es relevante o no.

Una vez conocidos los diferentes regímenes de humedad, se ha delimitado el área de influencia de cada uno de ellos. Las dos primeras estaciones -Huitzilac y Tres Cruces- tienen un área de influencia más o menos pequeña, mientras que la correspondiente a Tepoztlán y Cuernavaca es un poco mayor (Fig. 15). Cabe señalar que las consideraciones con respecto a dicha área son un tanto relativas, ya que se trata de un modelo teórico; además, existe la limitante del número de datos que se consideran en el análisis y la distancia que hay entre cada estación, lo que hace más imprecisos los resultados.

La estación Tres Cruces tiene un área de influencia de 90 Km² y la de Huitzilac de 100 Km². Estas superficies se encuentran influyendo las porciones más elevadas de la zona, correspondiente a elevaciones mayores que 1900 msnm, donde se localizan la mayor parte de aparatos volcánicos y la región de las Lagunas de Zempoala.

La estación Tepoztlán cubre la porción oriental de la zona de estudio, abarcando unos 140 Km², e influyendo sobre la región donde se localiza la curva "La Pera" y, más al sur, el poblado de Santa Catarina.

La estación Cuernavaca, cubriendo aproximadamente 200 Km², influye sobre la porción meridional, a elevaciones menores que 1900 msnm. La estación Temixco, según se observó, no tiene una influencia directa en el área. Así, se puede concluir que los regímenes de humedad presentes son los que corresponden al régimen údico, para la porción norte y de mayor altitud; y ústico para la parte sur y de menor elevación, teniéndose un régimen transicional, de údico a ústico, entre ambas zonas, a elevaciones comprendidas entre 1900 y 2500 m.

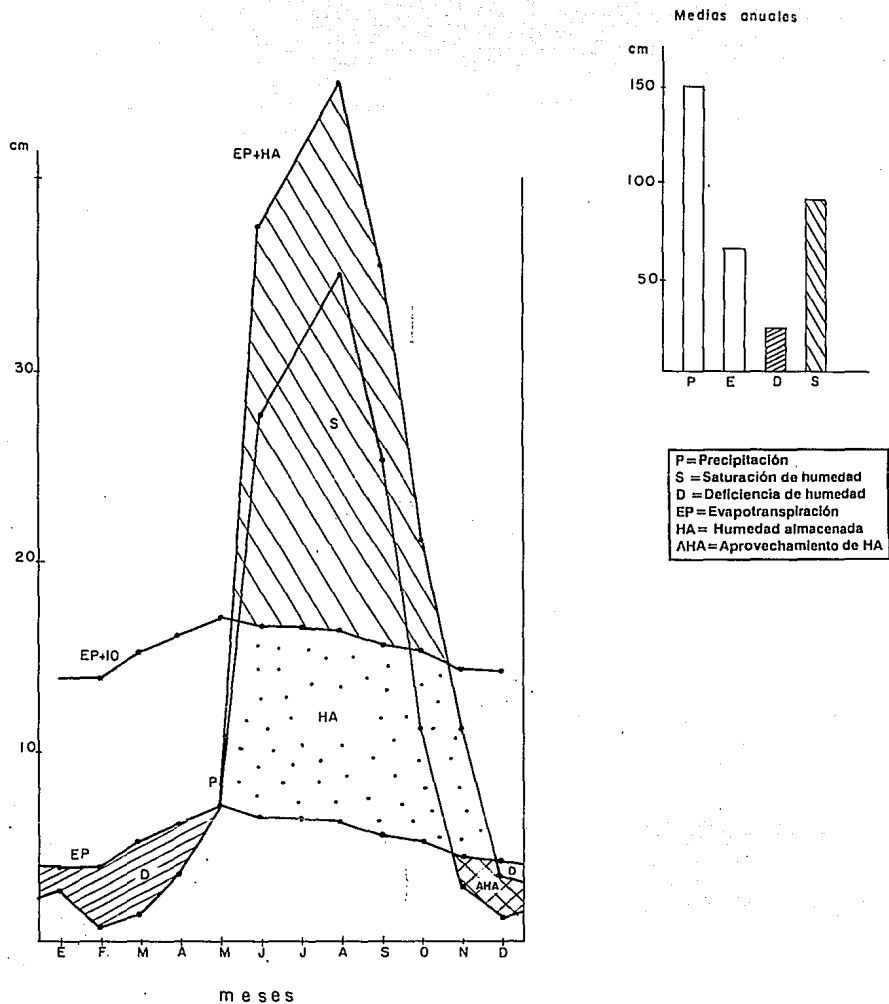
Las áreas de influencia señaladas en cada caso, como se ha mencionado en párrafos anteriores, son teóricas y, por consiguiente, no reflejan con precisión las condiciones reales. Por tal razón, los límites dados por los Polígonos han sido cambiados, de tal manera que a la parte sureste del área, cerca del poblado de Santa Catarina, se le ha asignado un régimen ústico, a diferencia del údico que marca la estación Tepoztlán. Al parecer, este régimen sólo es reflejo de las condiciones locales de la Sierra y no alcanza a influir hacia el valle de Cuernavaca.

No. Concepto	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	octubre	noviembre	diciembre	suma	medias anuales
1 T (°C)	9.80	10.30	11.90	13.30	13.90	13.40	12.90	13.10	12.80	12.30	11.20	10.70	145.60	12.13
2 P (cm)	2.73	0.69	1.37	3.59	7.14	27.82	31.60	35.24	25.59	11.18	2.90	1.31	151.16	12.60
3 i	2.77	2.99	3.72	4.40	4.70	4.45	4.20	4.30	4.15	3.91	3.39	3.16	46.14	7.46
4 EP' (cm)	4.08	4.34	5.16	5.90	6.20	5.95	5.69	5.79	5.63	5.37	4.80	4.54	63.45	5.29
5 F	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94	12.31	1.03
6 EP (cm)	3.88	3.91	5.31	6.20	7.03	6.60	6.49	6.43	5.74	5.37	4.46	4.27	65.69	5.47
7 MHS (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	9.89	0.00	0.00	0.00	0.00	-1.56	8.44	16.88	1.41
8 HA (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	8.44	0.00	58.55	4.88
9 s (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.33	25.11	28.81	19.85	5.81	0.00	0.00	90.91	7.58
10 d (cm)	1.15	3.22	3.94	2.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.96	13.88	1.16
11 EPR (cm)	2.73	0.69	1.37	3.59	7.03	6.60	6.49	6.43	5.74	5.37	4.46	1.31	51.81	4.32
12 E (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.25	20.22	19.76	9.88	0.00	0.00	62.11	5.18
13 RP	-0.30	-0.82	-0.74	-0.42	0.02	3.22	3.87	4.48	3.46	1.08	-0.35	-0.69	12.81	1.07
14 lh=100 sa/EPa=	138.39													
15 la=100 da/EPa=	21.13													
16 Im=lh-0.6la=	125.71													
17 S=100 oEPn/EPa=	30.19													

Fórmula climática: A B1'a'w s2'
 Super húmedo, semifrío
 gran demasía de agua estival
 moderada deficiencia de agua invernal
 baja concentración térmica en el verano

Estación Huitzilac
 Latitud 19°02'
 Longitud 99°16'
 Altitud 2550 msnm
 Período de observación 18-19 años

Tabla 2.- Cálculo de la fórmula climática para la estación Huitzilac



U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGIA
<i>SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH</i>	
Tesis de Grado	1992.
Fig. N° 10- Climograma de la estación Huitzilac	

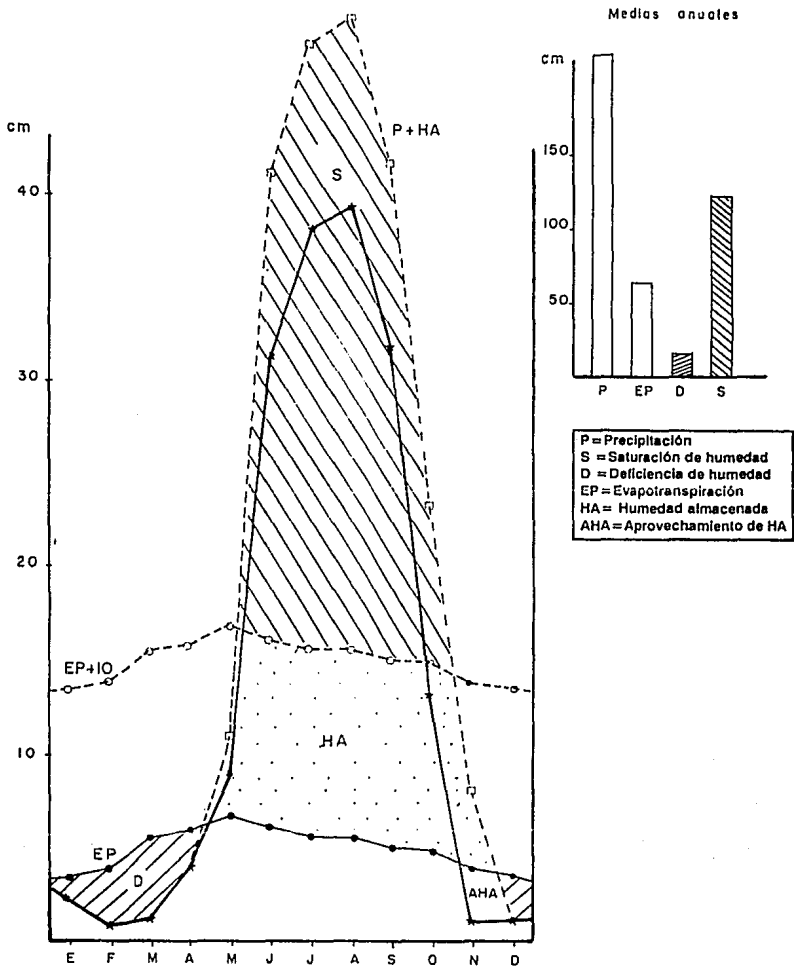
No. Concepto	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	octubre	noviembre	diciembre	suma	medias anuales
1 T (°C)	7.40	8.90	10.80	11.40	12.30	11.30	10.10	10.30	10.10	10.00	8.60	7.90	119.10	9.93
2 P (cm)	2.37	0.84	0.14	4.08	8.86	30.98	37.84	39.28	31.58	13.10	1.06	1.13	171.26	14.27
3 i	1.85	2.39	3.21	3.48	3.91	3.44	2.90	2.99	2.90	2.86	2.27	2.00	34.20	5.55
4 EP ¹ (cm)	3.63	4.34	5.31	5.60	6.08	5.55	4.94	5.04	4.94	4.90	4.18	3.82	58.33	4.86
5 F	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94	12.31	1.03
6 EP (cm)	3.45	3.91	5.47	5.88	6.87	6.16	5.63	5.59	5.04	4.90	3.89	3.59	60.38	5.03
7 MHS (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	1.99	8.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-2.83	-7.17	0.00	0.00
8 HA (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	1.99	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	7.17	0.00	59.16	4.93
9 s (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.81	32.21	33.69	26.54	8.20	0.00	0.00	117.44	9.79
10 d (cm)	1.08	3.07	5.33	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.46	13.73	1.14
11 EPR (cm)	3.45	3.91	5.47	5.68	10.85	38.99	37.84	39.28	31.58	13.10	3.89	3.59	197.82	16.49
12 E (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.10	24.89	25.72	16.96	0.00	83.68	6.97
13 RP	-0.31	-0.78	-0.97	-0.31	0.29	4.03	5.72	6.02	5.27	1.67	-0.73	-0.69	19.21	1.60

14 Ih=100 sa/EPa=	194.52
15 Ia=100 da/EPa=	22.75
16 Im=Ih-0.6Ia=	180.87
17 S=100 oEPn/EPa=	31.32

Fórmula climática: A B1'a'w s2'
 Super húmedo, semifrío
 gran demasía de agua estival
 escasa deficiencia de agua invernal
 baja concentración térmica en el verano

Estación Tres Cruces
 Latitud 19°03'
 Longitud 99°14'
 Altitud 2810 msnm
 Período de observación 14-20 años

Tabla 3.- Cálculo de la fórmula climática para la estación Tres Cruces



U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGÍA
SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH	
Tesis de Grado	AGOSTO 1992.
Fig. Nº 11 Climograma de la Estación Tres Cruces.	

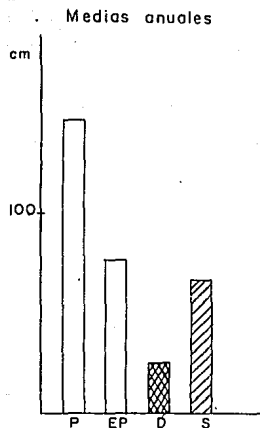
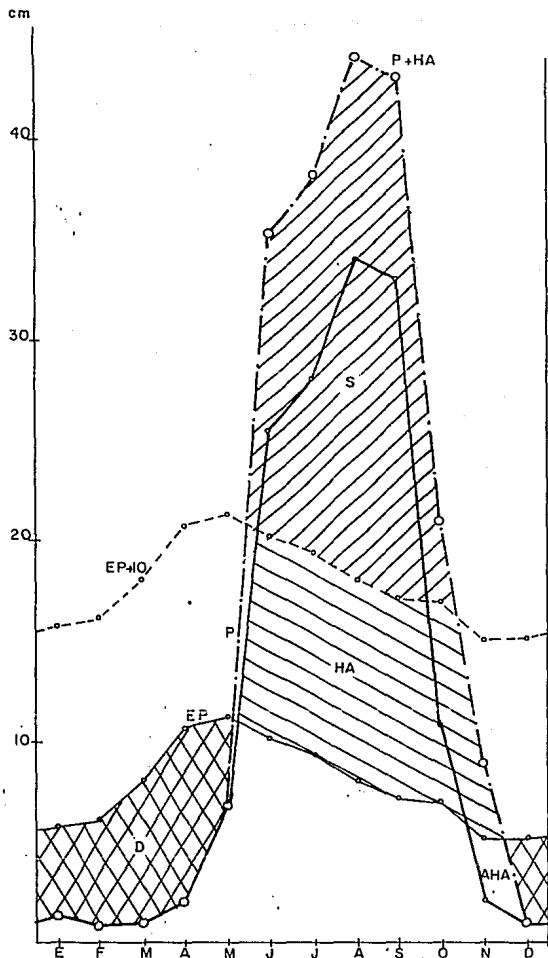
No. Concepto	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	octubre	noviembre	diciembre	suma	medias anuales
1 T (°C)	17.60	19.00	20.40	23.20	23.00	22.10	20.90	19.70	19.40	19.30	17.20	17.10	238.90	19.91
2 P (cm)	1.23	0.77	0.87	1.99	6.74	25.40	28.15	34.12	33.15	10.93	2.07	0.90	146.32	12.19
3 i	6.66	7.55	8.41	10.21	10.08	9.49	5.66	7.97	7.79	7.73	6.49	6.43	94.47	15.19
4 EP ^a (cm)	6.02	6.75	7.84	10.24	9.98	9.23	8.21	7.31	7.02	6.96	5.50	5.44	90.50	7.54
5 F	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94	12.31	1.03
6 EP (cm)	5.72	6.08	8.08	10.75	11.28	10.25	9.36	8.11	7.16	6.96	5.12	5.11	93.97	7.83
7 MHS (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-3.05	-6.95	0.00	0.00
8 HA (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	6.96	0.00	56.96	4.75
9 s (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.15	18.79	26.01	25.99	3.97	0.00	0.00	79.91	6.66
10 d (cm)	4.49	5.31	7.21	8.76	4.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.30	2.53
11 EPR (cm)	1.23	0.77	0.87	1.99	6.74	10.25	9.36	8.11	7.16	6.96	5.12	5.11	63.67	5.31
12 E (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.00	19.50	11.73	0.00	0.00	44.23	3.69
13 RP	-0.78	-0.87	-0.89	-0.81	-0.40	1.48	2.01	3.21	3.63	0.57	-0.60	-0.82	5.70	0.48

14 Ih=100 sa/EPa= 85.04
15 Ia=100 da/EPa= 32.25
16 Im=Ih-0.6Ia= 65.69
17 S=100 oEPn/EPa= 34.35

Fórmula climática: B4'B3 a'w s2'
Semicálido, moderadamente húmedo
gran demasía de agua estival
moderada deficiencia de agua invernal
baja concentración térmica en el verano

Estación Tepoztlán
Latitud 18°59'
Longitud 99°07'
Altitud 1750 msnm
Periodo de observación 2-18 años

Tabla 4.- Cálculo de la fórmula climática de la Estación Tepoztlán



P = Precipitación
S = Saturación de humedad
D = Deficiencia de humedad
EP = Evapotranspiración
HA = Humedad almacenada
AHA = Aprovechamiento de HA

U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGIA
SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH	
Tesis de Grado	1992.
Fig. Nº 12 - Climograma de la estación Tepoztlán	

No. Concepto	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	octubre	noviembre	diciembre	suma	medias anuales
1 T (°C)	18.80	19.80	21.80	23.20	23.20	21.70	20.70	20.80	20.20	20.10	19.50	18.70	248.50	20.71
2 P (cm)	1.34	0.38	0.59	1.62	5.77	23.55	23.60	23.68	22.66	9.35	1.74	0.38	114.66	9.55
3 i	7.43	8.03	9.29	10.21	10.21	9.23	8.69	8.66	8.28	8.22	7.85	7.37	103.47	16.63
4 EP' (cm)	6.25	7.02	8.71	10.02	10.02	8.63	7.76	7.84	7.34	7.26	6.78	6.17	93.80	7.82
5 F	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.10	1.14	1.10	1.02	1.00	0.93	0.94	12.29	1.02
6 EP (cm)	5.94	6.32	8.97	10.52	11.32	9.49	8.85	8.62	7.49	7.26	6.31	5.80	96.89	8.07
7 MHS (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-4.57	-5.43	0.00	0.00
8 HA (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	5.43	0.00	55.43	4.62
9 s (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.06	14.75	15.06	15.17	2.09	0.00	0.00	51.13	4.26
10 d (cm)	4.60	5.94	8.38	8.90	5.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.42	38.79	3.23
11 EPR (cm)	1.34	0.38	0.59	1.62	5.77	9.49	8.85	8.62	7.49	7.26	6.31	0.38	58.10	4.84
12 E (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.03	8.39	11.78	6.94	3.47	0.00	32.61	2.72
13 RP	-0.77	-0.94	-0.93	-0.84	-0.49	1.48	1.67	1.75	2.03	0.28	-0.72	-0.93	1.59	0.13

14 Ih=100 sa/EPa=138.41

15 Ia=100 da/EPa=30.08

16 Im=Ih-0.6Ia=120.36

17 S=100 oEPn/EPa=30.19

52.77

40.04

28.75

32.34

Fórmula climática: B4'B1 w2 s2'a'

Semicálido, ligeramente húmedo

gran demasía de agua estival

gran deficiencia de agua invernal

baja concentración térmica en el verano

Estación Cuernavaca

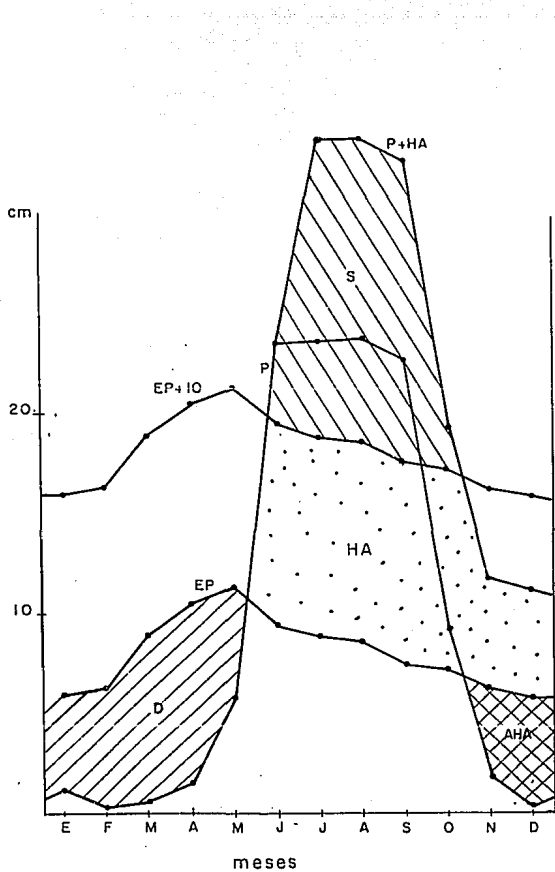
Latitud 18°55'

Longitud 99°44'

Altitud 1529 msnm

Periodo de observación 32 años

Tabla 5.- Cálculo de la fórmula climática para la estación Cuernavaca



P = Precipitación
S = Saturación de humedad
D = Deficiencia de humedad
EP = Evapotranspiración
HA = Humedad almacenada
AHA = Aprovechamiento de HA

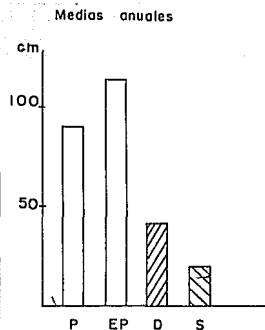
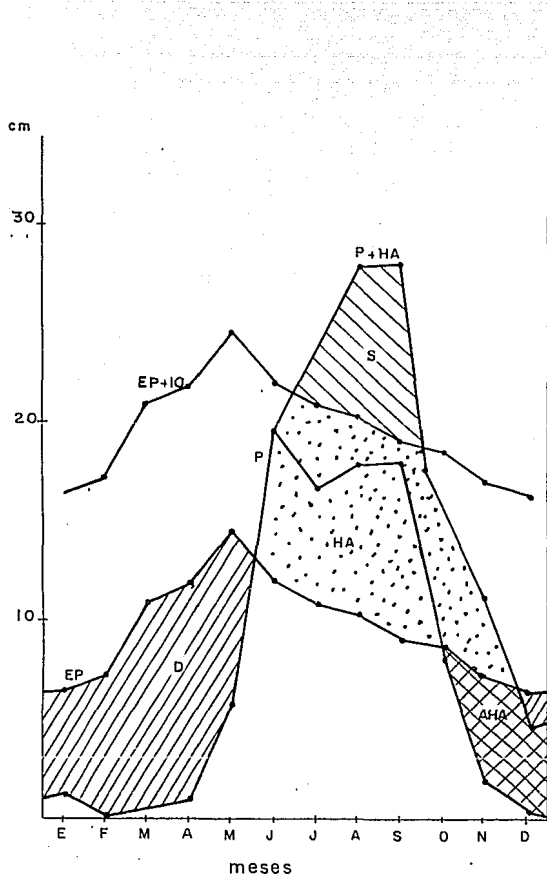
U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGIA
<i>SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH</i>	
Tesis de Grado	1992.
Fig. Nº 13 - Climograma de la estación Cuernavaca	

No. Concepto	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	julio	agosto	sept.	octubre	noviembre	diciembre	suma	medias anuales
1 T (°C)	20.50	21.80	24.10	25.70	26.00	24.50	23.30	23.10	22.60	22.40	21.40	20.50	275.90	22.99
2 P (cm)	1.35	0.15	0.55	0.97	5.73	19.57	16.64	17.88	18.02	7.89	1.89	0.43	91.07	7.59
3 i	8.47	9.29	10.82	11.92	12.13	11.09	10.28	10.15	9.82	9.68	9.04	8.47	121.16	19.49
4 EP' (cm)	6.79	8.02	10.51	11.23	12.90	10.99	9.59	9.37	8.83	8.63	7.62	6.79	111.27	9.27
5 F	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.10	1.14	1.10	1.02	1.00	0.93	0.94	12.29	1.02
6 EP (cm)	6.45	7.22	10.83	11.79	14.58	12.09	10.93	10.31	9.01	8.63	7.09	6.38	115.31	9.61
7 MHS (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.48	2.52	0.00	0.00	-0.74	-5.20	-4.06	0.00	0.00
8 HA (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.48	10.00	10.00	10.00	9.26	4.06	0.00	50.80	4.23
9 s (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.19	7.57	9.01	0.00	0.00	0.00	19.77	1.65
10 d (cm)	5.10	7.07	10.28	10.82	8.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.12	3.51
11 EPR (cm)	1.34	0.15	0.55	0.97	5.73	12.09	10.93	10.31	9.01	8.63	7.09	0.43	67.23	5.60
12 E (cm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	4.59	6.80	3.40	0.00	0.95	17.34	1.44
13 RP	-0.79	-0.98	-0.95	-0.92	-0.61	0.62	0.52	0.73	1.00	-0.09	-0.73	-0.93	-3.13	-0.26
14 Ih=100 sa/EPa=		17.15												
15 Ia=100 da/EPa=		36.53												
16 Im=Ih-0.6Ia=(%)		-4.77												
17 S=100 oEPn/EPa=		33.35												

Fórmula climática: C1 B4'a's'w2
Semicálido, semiseco
moderada demasía de agua estival
gran deficiencia de agua invernal
baja concentración térmica en el verano

Estación Temixco
Latitud 18°51'
Longitud 99°14'
Altitud 1280 msnm
Período de observación 24 años

Tabla 6.- Cálculo de la fórmula climática para la estación Temixco



P = Precipitación
 S = Saturación de humedad
 D = Deficiencia de humedad
 EP = Evapotranspiración
 HA = Humedad almacenada
 AHA = Aprovechamiento de HA

U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGIA
SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH	
Tesis de Grado	1992.
Fig. Nº 14 - Climograma de la estación Temixco	

3. ANALISIS DEL FACTOR MATERIAL PARENTAL

Las rocas que conforman esta región se han considerado como un factor esencial dentro de la génesis de los suelos, ya que a partir de ellas se deriva el material que va a servir de base en su formación. De hecho, ya desde el siglo pasado, el edafólogo ruso, Dokuchaev, señaló la importancia de este factor, dándole un gran peso a la geología dentro del estudio de los suelos.

Jenny (1941), al realizar sus investigaciones, concluyó que las rocas representaban uno de los elementos más importantes en la formación de suelos. A partir de ellas se genera el material parental, por medio de los procesos de intemperismo químico, físico y biológico. Al respecto, Papadakis (1980) ha definido al suelo como roca+energía. Por su parte, Gaucher (1971) considera que la roca madre es tanto el soporte como el marco de los procesos de alteración, por lo que puede fijar el ritmo y orientar los mecanismos hacia donde van los materiales.

Las rocas se consideran como un conjunto o agregado de minerales, con una composición y estructura peculiares. Estas partículas minerales se alteran dando lugar a la formación de minerales, coloides, iones en solución y algunos residuos insolubles. Esta alteración se da debido a que los minerales tienden a buscar su equilibrio con el medio circundante, a consecuencia de que las condiciones bajo las que se formaron han ido variando.

El mecanismo a través del cual las rocas se alteran se denomina intemperismo y meteorización. Ambos conceptos pueden aplicarse indistintamente para señalar al conjunto de procesos de descomposición y desintegración de las rocas, por efecto de los elementos atmosféricos, el agua, las plantas y la vida animal, aunque algunos autores consideran que dentro del término meteorización no se incluye al factor biológico. Cabe resaltar que dentro del intemperismo no sólo se tiene la destrucción de minerales, sino que se involucra la neoformación de minerales y la remoción de los productos resultantes.

Las partículas procedentes de la desintegración de las rocas van a constituir al suelo. De esta manera, al estudiar a las rocas como tales, se tiene la posibilidad de establecer las secuencias de alteración mineralógicas, basadas en modelos de intemperismo particulares para cada mineral, lo cual ayuda a predecir el tipo de material resultante.

Al respecto, se sabe que hay minerales más fácilmente alterables o intemperizables, poco estables, como el olivino, la biotita, los piroxenos y las plagioclasas cálcicas, refiriéndose a rocas ígneas. Los minerales más estables son el cuarzo, el rutilo, el circón y la muscovita, entre otros. En general, se ha señalado que el grado de mayor alteración de los minerales de las rocas ígneas sigue un sentido contrario a la Serie de Reacción de Bowen, la cual indica la secuencia y temperatura a la que se forman los minerales.

La porosidad de las rocas, también, tiene una gran influencia en la alterabilidad de los minerales, ya que acelera o detiene la velocidad de penetración de los agentes del intemperismo, el agua o los organismos.

Claro está que la sola presencia de rocas no va a dar origen a suelo, sino que debe haber una conjunción con los otros factores formadores, ya señalados anteriormente. En esta sección se analizan las rocas que afloran en el área de estudio para, posteriormente, hacer la integración de esta información con la procedente del análisis de los otros factores.

En la región que abarca este estudio se tienen rocas ígneas extrusivas, con una composición predominantemente básica. La mayoría de las rocas pertenecen a la llamada Formación Chichinautzin. Las lavas de esta formación han emergido de diferentes focos eruptivos, dando lugar a conos escoriáceos, cineríticos, estratovolcanes, domos y volcanes escudo (Mooser, 1956), a través de un sistema de fracturas de orientación NE-SW.

Otra de las formaciones que aflora en el área en cuestión es la llamada Formación Zempoala, hacia la porción occidental, al NW de Huitzilac. Las rocas de esta formación son más antiguas que las de la Formación Chichinautzin. Fries (1960) les ha asignado una edad de Mioceno tardío-Plioceno temprano, aunque esta edad es relativa, ya que se ha estimado con base en relaciones estratigráficas no muy claras.

La edad de las rocas de la Formación Chichinautzin es de 700,000 años, de acuerdo a datos paleomagnéticos (Scandone, 1979). La última erupción que se tiene registrada es la correspondiente al volcán Xitle, la cual ocurrió hace 2,400 años, según los datos de Libby (1951), quien hizo fechamientos con el método de C^{14} . Por su parte, Bloomfield (1975, en Martín del Pozzo, 1982) señala que la edad de las rocas de la Formación Chichinautzin es menor que 40,000 años obtenida con C^{14} .

Las rocas del área han sido estudiadas por medio de la fotointerpretación, confrontando los resultados con la realidad de campo. A través de los resultados de la fotointerpretación, se eligieron trece sitios de muestreo, representativos de la región, para determinar el tipo de roca existente en cada uno. De las trece muestras obtenidas, se hicieron nueve láminas delgadas para estudio petrográfico.

La mayor parte de las muestras corresponden a andesitas y basaltos andesíticos. La composición de las rocas no parece ser muy diferente, sin embargo, muestran texturas variables, desde vesiculares, con una alta densidad de vesículas dentro de la masa rocosa, hasta rocas compactas de textura afanítica.

La edad que se propone para cada unidad se ha obtenido extrapolando los datos de Martín del Pozzo (op cit.). Los resultados de los

análisis de cada una de las muestras de roca y de láminas delgadas aparecen a continuación:

Muestra 1

Pertenece a las lavas del Texcal, al NE de la ciudad de Cuernavaca. Es una roca de color gris medio muy fracturada, con una estructura de lavas en bloque. Su textura es vesicular, observándose algunos piroxenos y plagioclasas en el ejemplar de mano. Se le ha clasificado en campo como una andesita. Edad supuesta: 30,000-40,000 años.

Muestra 2

Al igual que la anterior, esta roca procede de los derrames de lava del Texcal. En el afloramiento se observan lavas en bloque, muy fracturadas y que han sufrido un intemperismo notorio. La roca es de color gris medio en su color natural, y gris oscuro en su color de intemperismo. Presenta una textura afanítica, con vesículas de tamaño < 2 mm de diámetro, ocupando un 10% del volumen total de la roca.

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, afanítica, subofítica. La mineralogía que posee es: plagioclasas-45%, piroxenos-15%, hornblenda-30%, olivino-5%, magnetita-5%. Se le ha clasificado como una andesita basáltica. Edad supuesta: 30,000-40,000 años.

Muestra 3

Tomada de un derrame de lava de pendiente muy suave. Los afloramientos son escasos y las rocas se encuentran alteradas y cubiertas por vegetación. La roca es de color gris medio y su textura afanítica, vesicular. La mineralogía observable a simple vista consiste en piroxenos y plagioclasa, por lo que se clasificó como una andesita. Asociados a los derrames se encuentran brechas volcánicas y algunos piroclastos.

Muestra 4

Tomada de la parte inferior del cono cinerítico en forma de herradura que aparece en la porción sur del área, cerca del poblado de Santa Catarina. El afloramiento es muy pequeño, las rocas se encuentran muy alteradas, dando tonos ocres. La roca fresca es de color gris oscuro, de textura afanítica. Contiene vesículas de tamaño variable que ocupan un 20% del volumen total.

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, porfirítica, pilotaxítica, vesicular, con una matriz criptocristalina. La mineralogía que presenta es: plagioclasa (andesina-labradorita)-60%, olivino-15%, piroxeno-25%. También se presenta hematita en proporciones muy bajas. Los cristales de olivino son euhedrales y se encuentran rotos y fracturados. Se ha clasificado como un basalto andesítico.

Muestra 5

Sobre la carretera federal, muy cerca de la ciudad de Cuernavaca se tomó esta muestra de un pequeño afloramiento, donde la vegetación es más abundante, justo donde se comienza a subir por las lavas del Chichinautzin. La roca es de color gris oscuro, con una textura afanítica y vesículas muy pequeñas. Se trata de un basalto andesítico.

Muestra 6

Tomada cerca del entronque entre las carreteras a Cuernavaca y Cuautla. Las rocas son de color gris medio, de textura porfirítica, vesicular (vesículas muy pequeñas < 1 mm, ocupando un 25% del volumen total). A pesar de las vesículas la roca es bastante compacta.

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, porfirítica, pilotaxítica, subofítica en una matriz criptocristalina. La mineralogía que se tiene es: plagioclasa (andesina-labradorita)-60%, augita-25%, olivino-10%, magnetita-5%. Se ha clasificado como un basalto andesítico. Edad propuesta: 8,500 años.

Muestra 7

Muy cerca del punto anterior, existe un pequeño afloramiento. La zona muestra una pendiente muy pronunciada, por lo que hay un gran número de bloques y cantos rodados. La roca es de color gris, de textura porfirítica, vesicular.

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, porfirítica, subofítica. Presenta cristales euhedrales de piroxeno y vesículas que ocupan un 30% del volumen total. Los minerales que se presentan son; andesina -40%, labradorita-20%, augita-33%, olivino-5%, magnetita-2%. Se ha clasificado como un basalto andesítico. Edad propuesta: 8,500 años.

Muestra 8

Colectada a aproximadamente 1 Km de la curva "La Pera". Pertenece a las lavas del volcán Chichinautzin. En el afloramiento se observan grandes escarpes que forman paredes de color muy oscuro, fracturadas en forma de lajas. La roca es de color gris muy oscuro, de textura porfirítica, vesicular (vesículas de aproximadamente el mismo tamaño, muy abundantes).

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, porfirítica, vesicular, hialofítica. Cristales euhedrales de olivino en una matriz vítrea o criptocristalina. Las plagioclasas se presentan en forma de listones.

Mineralogía: andesina-30%, labradorita-15%, olivino-20%, augita-32%, magnetita 3%. Se ha clasificado como un basalto de olivino porfídico. Edad propuesta: 8,500 años.

Muestra 9

Afloramiento de rocas de color gris oscuro, en el Km 61.5 de la carretera México-Cuernavaca, en las partes más elevadas de la carretera. La roca es de textura afanítica; vesículas de diferente tamaño, de forma ovalada.

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, porfirítica, pilotaxítica, vesicular. Las plagioclasas llevan una orientación paralela al flujo, en una matriz criptocristalina. La mineralogía es: plagioclasa-75%, piroxenos-20%, magnetita-5%. Las vesículas se encuentran ocupando un 50% de la masa rocosa. Se ha clasificado como andesita. Edad propuesta: 8,500 años.

Muestra 10

Muy cerca del pueblo de Coajomulco. El afloramiento es muy pequeño y las rocas se ven muy alteradas. La roca es de color gris medio, con una textura porfirítica.

Bajo el microscopio, se observa una textura holocristalina, porfirítica, subofítica, matriz criptocristalina. Las vesículas ocupan el 5% del volumen total. La mineralogía es: labradorita-50%, piroxenos-25%, hornblenda-17%, hematita-8%. Se ha clasificado como un basalto andesítico porfídico. Edad propuesta: 8,500 años.

Muestra 11

Corresponde a los derrames del volcán Tres Cumbres, cercana al poblado de Tres Marías. Es un ejemplar que presenta un color gris oscuro, con una textura afanítica.

Bajo el microscopio, se observa una textura microcristalina, donde destacan los piroxenos, piroxenos y augita, en una matriz de andesina. Se le ha clasificado como una andesita. Edad propuesta: 19,500 años.

Muestra 12

Tomada unos kilómetros adelante de Tres Marías, en la porción norte del área de estudio. La roca es de color gris oscuro, con una textura vesicular, compacta. Se observan algunos piroxenos, plagioclasas y olivino en el ejemplar de mano. Se ha clasificado como un basalto andesítico. Edad propuesta: 8,500 años.

Muestra 13

El afloramiento se localiza hacia el occidente de Huitzilac, en la carretera que va a las Lagunas de Zempoala. En esta zona la vegetación es más abundante y el clima más húmedo. Las rocas son de color gris oscuro, de textura porfídica, observándose algunos piroxenos y plagioclasas.

Bajo el microscopio, se observa una textura microcristalina, pilotaxítica. La mineralogía está constituida por cristales de olivino y piroxeno, en una matriz microlítica de andesina y piroxeno. La clasificación corresponde con una andesita. Edad propuesta: 21,800 años.

A través de la superposición de eventos y las edades mencionadas, las rocas más antiguas de la región son las que afloran en la parte occidental del área, correspondientes a la Formación Zempoala, del Terciario Superior; le siguen las andesitas que afloran al NW de Huitzilac.

Las lavas del volcán Tezontle, al N de Huitzilac, constituyen el siguiente evento volcánico para la región (22,000 años). Sobreyaciendo a estas lavas se encuentran las rocas andesíticas del volcán Tres Cruces (19,500 años). Por otro lado, hacia el sur del área afloran unas andesitas basálticas, cerca del poblado de Santa Catarina, con una edad que, quizá, sitúe entre 30,000 y 40,000 años. Todas estas rocas se encuentran cubiertas parcialmente por las lavas del volcán Chichinautzin, que representa el último período de emanaciones volcánicas de esta zona, hace 8,500 años.

La figura 16 muestra la distribución de las principales unidades litológicas que afloran en el área, notándose una predominancia de las andesitas. Las lavas del volcán Chichinautzin presentan variaciones composicionales, teniéndose que dominan los basaltos andesíticos, aunque también se presentan algunas andesitas y basaltos de olivino porfídicos. En la mayoría de los casos se encuentran intercalados los derrames con materiales piroclásticos de diversas clases y naturaleza básica.

4.. ANALISIS DEL FACTOR ORGANISMOS

Los organismos son parte esencial del ecosistema y, por ende, del suelo; son un eslabón más en su desarrollo, interactuando de muy diversas maneras, a través de procesos biofísicos o bioquímicos. Tales procesos, por medio del intemperismo biológico, atacan y destruyen a las rocas, contribuyendo con materiales al suelo.

Desde que los organismos pioneros se instalan en una roca comienzan los mecanismos de disgregación y alteración. Las raíces penetran en ella, a través de poros, fracturas, la exfoliación o las superficies de estratificación, ejerciendo fuerzas increíbles, actuando como cuñas, dado que sus paredes celulares son altamente resistentes. De esta manera, las grietas se expanden, permitiendo el paso del agua y otros agentes de alteración. Además, las raíces contribuyen en el intercambio catiónico, absorbiendo las bases liberadas por otros procesos, aunque se piensa que también inciden en los mecanismos de liberación de elementos de los minerales aún no alterados.

Las lombrices y algunos animales excavadores juegan un importante papel en la disgregación del material. Los gusanos consumen una gran cantidad de partículas no consolidadas, evacuando aquéllas que no pueden digerir, pasando a formar parte del suelo.

Las plantas de todo tipo, hongos y líquenes contribuyen con el intemperismo bioquímico al extraer ciertos elementos de las rocas y liberar otros. Las bacterias atacan fuertemente a los minerales de las rocas, por medio de su acción metabólica. Los efectos mejor conocidos son los originados por Thiobacillus, bacterias que atacan a los minerales por medio de procesos oxidantes.

Asimismo, los residuos orgánicos muertos se descomponen y liberan sustancias -anhídrido carbónico, ácidos orgánicos, trazas de amoniaco y ácido nítrico- que causan alteración en los minerales, al aumentar el poder disolvente del agua.

Al mismo tiempo que la vegetación es un agente de intemperismo, se considera como un factor esencial en la conservación del suelo, ya que mantiene unidas a las partículas, regula el paso del agua y, por consiguiente, impide la erosión.

La influencia del factor organismos, sobre todo la vegetación, en la génesis del suelo es indudable. A pesar de ello, es difícil establecer de qué manera contribuye en su formación, dada su estrecha relación con el clima local. La vegetación es función directa del clima y, en muchas ocasiones, es resultado del tipo de suelo, y no el suelo resultado de la vegetación.

De hecho, en la ecuación modificada de Jenny (1980) se le coloca en ambos lados de la igualdad, por la fuerte interdependencia que hay entre el suelo y los organismos:

$$\begin{array}{l} l, v, a, s = f(c_l, \phi, r, p, t) \\ \text{propiedades} \quad \text{factores de estado} \\ \text{del sistema} \end{array}$$

donde l = cualquier propiedad del suelo (contenido de C)
v = vegetación
a = fauna
s = suelo

Y
cl = clima phi = factor biótico r = relieve
p = material parental t = tiempo

No obstante, hay grupos de suelos, por ejemplo los Podzóles, en donde la vegetación es determinante para su formación. Pero, en general, se ha considerado que este factor es más importante para desarrollar ciertas características tipogenéticas diagnósticas, como es el contenido y distribución de la materia orgánica a lo largo del perfil.

En Japón, por ejemplo, se ha observado que la vegetación de pastos *Miscanthus sinensis* junto con el factor clima contribuyen con la andosolización, donde *Miscanthus sinensis* neutraliza la acidez del suelo e impide la movilización de los complejos. Por otro lado, una vegetación forestal subalpina de *Abies mariesii* reduce la acidez en sólo un 25% (Ugolini et al. 1988). Sin embargo, esta situación es muy local y no necesariamente se presenta en los suelos mexicanos.

Se ha observado que la vegetación se encuentra involucrada en el desarrollo de catenas de suelo, pero más como resultado de las variaciones climáticas específicas, por el gradiente altitudinal. En este caso, la vegetación que se establece va evolucionando con el suelo, diferenciándose a medida que se desciende topográficamente, marcando contrastes en las características tipogenéticas de los suelos.

La materia orgánica está formada por restos vegetales, los cuales caen al suelo y pueden permanecer prácticamente inalterados, dependiendo de las condiciones locales. Los restos vegetales sufren transformaciones biológicas, dando lugar al humus a través del proceso de humificación. La materia orgánica puede desaparecer del suelo cuando se metaboliza por la acción de microorganismos, en un proceso contrario a la humificación, permitiendo la liberación del nitrógeno, el cual es aprovechado por vegetales superiores.

Los factores involucrados en la humificación son los siguientes (Gaucher, 1971):

Aireación. Para que el proceso de humificación se realice, es necesario que el suelo esté bien aireado, donde predominen los macroporos, para que se permita el paso libre de la humedad, sin que se tenga acumulación de agua. Las texturas favorables son las migajosas, las cuales facilitan el movimiento de nutrimentos y de bases. En este sentido, cabe pensar en una fuerte lixiviación, pero el material parental es también importante, ya que contribuye con materiales suficientes, para que no haya una degradación química.

Humedad. El valor óptimo de humedad que se requiere es entre el 60 y 70%, ya que un exceso produce anaerobiosis, limitando la formación del humus.

pH. Se considera que el pH del suelo debe ser poco ácido, mayor que 6, propiciando la formación de humus dulce o forestal.

Temperatura. Preferentemente se realiza a temperaturas altas, sin embargo, aunque la temperatura ambiental sea baja, la actividad microbiana produce una reacción exotérmica que aumenta la temperatura del suelo.

El humus en el suelo es muy importante, ya que dirige la acción de ciertos procesos. Forma complejos con muchos elementos, como el hierro, el aluminio, el calcio, y con la arcilla, proporcionando ciertas cualidades al suelo. En clima templado, el humus desempeña un papel esencial en la alteración de los materiales preexistentes (Duchaufour, 1984). Entre los procesos de alteración en que éste interviene están la acidólisis, la complexólisis y la podsolización.

En las zonas de clima cálido, húmedo, la influencia de la humificación como factor de alteración no es tan marcada, donde es de mayor relevancia la hidrólisis de los minerales. Claro está que existen intergradaciones entre cada uno de los procesos, dependiendo de los cambios climáticos particulares, pudiendo coexistir, en mayor o menor medida, varios procesos.

En la zona de estudio, se han establecido cuatro grupos de suelos, muy relacionados con el clima y el material parental. La vegetación que se desarrolla en ellos es diferente, y está en concordancia con las variaciones climáticas.

Hacia la zona de Huitzilac, en la parte occidental del área y hacia la porción noroccidental, donde el régimen de humedad es údico, se han desarrollado Andosoles húmicos y Rankers. La vegetación que en ellos prevalece está constituida por un bosque mesófilo de montaña en el fondo de las cañadas y laderas protegidas, alternando, en las posiciones más elevadas, con un bosque de pinos, con especies de *Abies religiosa* y *Pinus moctezumae* (SPP, 1978; Aguilar, 1990).

El bosque mesófilo en México se relaciona a los climas húmedos de altura, caracterizándose por estar siempre verde (Rzedowski, 1978). Este tipo de bosque se encuentra en suelos con abundancia de materia orgánica en los horizontes superiores. Por lo general, en un relieve abrupto y accidentado, con laderas pronunciadas, a elevaciones comprendidas entre 600 y 2700 m, altitud que rara vez es rebasada. Sin embargo, este límite superior depende, en mucho, del contenido de humedad (continua durante todo el año), aunque no se sabe con certeza cuáles son las condiciones climáticas adecuadas (Rzedowski, op cit.).

Las asociaciones que se presentan son muy diversas, teniéndose, por lo común varios estratos arbóreos y uno o dos arbustivos. Son abundantes las pteridofitas y los musgos, los cuales cubren en grandes cantidades las ramas de los árboles. Las principales especies observadas son: en el estrato arbóreo *Quercus microphylla*, *Quercus sartorii*, *Quercus rugosa*, *Arbutus xalapensis*, *Prunus capulli*,

Fraxinus sp., *Alnus firmifolia*, *Ehretia latifolia*, *Pinus moctezumae* y *Pinus rudis*; el estrato arbustivo domina *Dodonaea viscosa*, *Nephelea mexicana* y *Podocarpus reichei*. Entre las pteridofitas destacan *Lycopodium sp.* y *Selaginella sp.*; los musgos están representados por *Porotrichum sp.* y *Papilaria sp.*; las principales especies de hongos por *Amanita sp.*, *Scleroderma sp.*, *Auricularia sp.* y *Russula sp.*; mientras que las bromeliáceas son, principalmente, *Tillandsia usneoides* (heno), *Tillandsia schiedeana* (gallitos) y *Tillandsia prodigiosa* (pie de gallo). Conforme se desciende topográfica y latitudinalmente, se presenta *Bursera morelensis* y las especies de pinos van siendo menos abundantes, hasta finalmente llegar a una vegetación de selva baja caducifolia.

El humus que puede producirse es forestal, el cual se presenta en suelos parcialmente saturados por Ca^{++} , ricos en bases, con un pH poco ácido (>6). Este humus se incorpora rápidamente al suelo y le da una buena estructura granulosa.

La fauna que caracteriza a la región está constituida por colémbolos, miriápodos e insectos hidrófilos, los cuales intervienen fragmentando o ingiriendo los materiales orgánicos, dando mayor superficie de alteración. Las enzimas digestivas atacan fuertemente a los materiales, ya que las deyecciones de los insectos pueden alcanzar hasta 50-60 ton/ha (Gaucher, 1971)

Hacia la parte central de la zona de estudio, donde se tiene también un régimen de humedad údico, la vegetación está representada por coníferas, *Pinus moctezumae*, a elevaciones mayores que 3000 m y *Pinus rudis*, a los 2900 m (Aguilar, 1990 y Carrasco, 1979). El medio es más ácido que en el caso anterior, contribuyendo en la acidificación la presencia de ligninas y ceras que no se descomponen fácilmente, siendo la humificación muy lenta. El humus que se presenta es, también, forestal

Es sabido que los pinos se desarrollan a altitudes comprendidas entre los 1500-3000 m y a altitudes mayores, inclusive. El sustrato sobre el cual se desarrollan es, principalmente, de naturaleza ígnea. El suelo es, con frecuencia, deficiente en componentes minerales, y se cree que este tipo de vegetación sobrevive por su asociación simbiótica con micorrizas (Rzedowski, 1978).

Aquí, también, es notable la acción de los anélidos, aunque éstos actúan mejor en un pH más alcalino, además de ser importante la actividad de los hongos.

Hacia la porción sur, donde el régimen es údico, es frecuente observar la asociación pino-encino. En estos lugares las condiciones son menos favorables para el pino, aunque no se debe descartar la idea de que es una zona de alta perturbación antrópica. De hecho se piensa, que el bosque de encino es un bosque degradado, donde las coníferas han sido taladas casi por completo. Las especies dominantes son: *Pinus leiophylla*, *Pinus oocarpa*, *Quercus microphylla* y *Quercus mexicana* (Aguilar, 1990)

Los encinares guardan asociaciones con los pinares muy complejas, haciéndose aún más complicadas por la intervención del hombre

(Rzedowski, op cit.). El suelo en el que se desarrollan posee un pH ácido (5-6.5), abundante hojarasca y materia orgánica en el horizonte superficial. Los encinos son plantas caducifolias, con hojas grandes, que al ser tiradas al suelo, contribuyen con una buena cantidad de materia vegetal.

Esta es una zona transicional, donde la humedad edáfica es menor. Las condiciones para el desarrollo de los Andosoles ya no son tan buenas, aunque aún es posible que se presenten características ándicas. El grupo de suelos que prevalece son los Cambisoles, ya que al haber temporadas más secas, el alofano cristaliza formando arcillas 1:1, particularmente haloisitas. Existe en el suelos una mayor estructura, disminuyendo el porcentaje de macroporos, por lo que la aereación es menor.

Estas condiciones siguen siendo tolerables para los pinos, pero los encinos pueden desarrollarse más fácilmente, ya que los primeros son más susceptibles de ser talados.

A menores altitudes, 2500-1900 m, el régimen de humedad es ústico. Los suelos poseen un mayor contenido de arcillas y de bases, por lo que el pH es mayor, la aereación menor, así como el drenaje y la humedad.

Los suelos que se presentan son Cambisoles eútricos. Hay pardificación de horizontes causada por melanización, más no por humificación, donde podrían existir humatos de calcio. Aquí, las condiciones ya no son buenas para los pinos, así que sólo se desarrollan las latifoliadas, es decir prevalece el bosque de encinos donde se encuentra *Quercus sp* y *Arbutus xalapensis* en el estrato arbóreo y *Dodonaea viscosa* en el estrato arbustivo (SPP, 1981, Aguilar, 1990). En general, los bosques presentan grados importantes de perturbación, observándose claros en donde se establece un estrato herbáceo, condición muy particular de disturbio (Monroy y Castillo, 1984).

A altitudes comprendidas entre los 1900-1650 m, con un régimen de humedad ústico, la vegetación original era de *Quercus sp.*, típica de zonas templadas. Los suelos, presentando una alternancia de humedad estacional, muestran argilización. Son suelos con vocación evidentemente forestal que, sin embargo, ha sido cambiada completamente, utilizándose para el cultivo, por su buen contenido de bases. La fauna que en ellos impera son coleópteros y anélidos.

En la porción más meridional, a altitudes menores que 1650 m, donde el régimen es ústico-xérico, la vegetación es de selva baja caducifolia, en los lugares no favorables para el cultivo. No obstante, casi todos los suelos están ocupados por cultivos y pastizales para la ganadería. Algunas de las especies más representativas son: en el estrato superior, *Bursera sp*, *Crescentia alata*, *Lysiloma acapulcensis*, *Hipomoea wolcottiana*, *Ceiba pentandra*, *Ficus sp.*, *Acacia cymispina* y *Bucconia arborea*; en el estrato medio, *Dodonaea viscosa*, *Acacia farnesiana*, *Acacia pennatula*; y en el inferior *Dodonaea viscosa* (Aguilar, 1990)

A estas altitudes aparece pastizal inducido con especies de *Muhlenbergia sp.*, *Setaria sp.*, *Aristida sp.*, *Bouteloua sp.* y *Stipa sp.*. Asociados a las gramíneas se encuentra el matorral con especies de *Ipomoea murucoides*, *Acacia pennatula*, *Mimosa sp.*, *Opuntia sp.* y *Aristida sp.* (Rzedowski, 1978).

Además de esta vegetación, existe una parte en la zona investigada, en los alrededores de la curva "La Pera", en donde la formación de suelo es incipiente. En este lugar la vegetación que se ha instalado es pionera, con diversas especies de musgos, líquenes y matorrales, entre los que destacan *Agave horrida*, *Agave asperrima*, *Pachycormus discolor*, *Senecio praexoc* y *Hechtia podantha* (Carrasco, 1979).

Por lo que respecta a los microorganismos presentes en los suelos forestales del área estudiada, Palacios-Mayorga (comunicación personal) ha encontrado los que se exponen en la tabla 7 y que intervienen en los ciclos del carbono, nitrógeno y azufre.

Ciclo	tipo de organismo	género	fuentes energía	fuentes carbón	relaciones con oxígeno
Carbono	algas	Chlamydomonas	solar ¹	CO ₂ ²	aeróbicas
	cianobacterias	Nostoc	solar ¹	CO ₂ ²	aeróbicas
	bacterias fermentantes	Clostridium	comp. orgánicos ³	comp. orgánicos ⁴	anaeróbica
	bacteria fijadora	Azotobacter	comp. orgánicos ³	comp. orgánicos ⁴	aeróbicas
Nitrógeno	bacteria en nódulos	Rhizobium	comp. orgánicos ³	comp. orgánicos ⁴	aeróbicas
	bacteria desnitrif.	Pseudomona	NO ₂ ³	CO ₂ ²	anaeróbica
	bacteria metabolizadora	Thiobacillus	S, FeS ³	CO ₂ ²	aeróbicas

Tabla 7. Relación entre los microorganismos comunes de suelos forestales y los ciclos en que intervienen.

1 fototrófica

3 quemotrófica

2 autotrófica

4 heterotrófica

Es común en toda el área que las zonas forestales han sido taladas y modificado su uso, convirtiéndolas en campos de cultivo, con agricultura de temporal permanente. De hecho, los pinos han sido prácticamente "exterminados", por ser un recurso maderero de excelente calidad. Así, la tala inmoderada ha roto con el régimen hídrico, de modo que la cantidad de agua que llega al suelo es mayor. Teóricamente, la cubierta de pinos detiene hasta un 30% del agua de lluvia, además de la que toma para sus actividades. Al eliminar la cubierta vegetal, aumenta la lixiviación, la acidificación y el riesgo a la erosión. Al solubilizarse entonces los compuestos de Fe, Al, Mn, aumentan la toxicidad para ciertos cultivos. Por otra parte, este tipo de compuestos posee relaciones antagónicas con el fósforo, de manera que inciden en una mayor fijación de este elemento.

5. ANALISIS DEL FACTOR EDAD O TIEMPO

Este factor es uno de los más difíciles de evaluar en la génesis de suelos, y por lo general, únicamente es posible establecer cualitativamente la cantidad de tiempo que ha pasado desde que comenzaron los procesos edafogénicos.

El tiempo se ha definido como el intervalo transcurrido desde la depositación del material, su afloramiento en la superficie terrestre o en una ladera, hasta la formación del suelo. Si se consideran los efectos de los cambios climáticos sobre suelos preexistentes, entonces el intervalo se refiere al tiempo en el cual comenzaron dichas variaciones en el clima.

Se han aplicado a los suelos, para referir su edad relativa, los términos de juventud, madurez y senilidad que señala la teoría de Davis, diseñada para definir la etapa en que se encuentra el relieve terrestre. No obstante que esta teoría ha sido usada ampliamente, cabe decir que no es completamente correcta, dado que la dinámica de evolución de la tierra, y por ende de los suelos, no se rige por modelos tan simplistas.

Se tiene que considerar que hay eventos catastróficos, como puede ser el volcanismo o el tectonismo, o simplemente un cambio en las condiciones climáticas, que traen como consecuencia que los suelos, o el relieve, sufran rejuvenecimientos en cualquiera de las etapas en que se encuentren. Además, en el caso de los suelos, se habla de una evolución cíclica, de tal manera que la primera etapa de evolución puede confundirse con la última. Es decir, las características que van desarrollando los suelos van generando materiales que sirven de base para la generación de nuevos suelos.

La dificultad de definir la edad de los procesos radica en que, también, se tiene que tomar en consideración la velocidad con que éstos ocurren. Así, mientras un suelo en una región determinada bajo cierto tipo de intemperismo físico, químico y biológico, tarda en formarse 1,000 años, bajo otras condiciones quizá tarde la mitad de tiempo.

De hecho, se ha criticado el tomar al tiempo como un factor formador de suelo, ya que por sí mismo no produce un efecto en él. Sin embargo, muchos procesos son tan lentos que su efecto es marcadamente dependiente del tiempo.

Por otra parte, Chessworth (1973, en Birkeland, 1984) señala que el tiempo es el único factor que puede considerarse como independiente en el análisis de la ecuación de Jenny. Esta consideración está hecha en el sentido de que dos suelos derivados de materiales parentales diferentes convergen en propiedades químicas semejantes después de un cierto tiempo, lo cual es particularmente verdadero al hablar de suelos seniles.

Se ha intentado establecer la edad a través de fechamientos radiométricos con C^{14} . Este método, a pesar de ser cuantitativo, es impreciso cuando se aplica a los suelos, ya que existe una cierta perturbación natural que modifica las condiciones iniciales. Asimismo, la expansión de los materiales arcillosos origina que los restos orgánicos se trasloquen y no den resultados confiables.

El método de C^{14} se basa en el principio de que la materia vegetal viva contiene pequeñas cantidades del isótopo C^{14} , el cual disminuye cuando la materia vegetal muere (se fosiliza y humifica). La edad que se obtiene al emplear esta técnica no es una edad real, sino que es el tiempo medio de residencia del carbono. En algunos suelos los resultados son muy precisos, sobre todo en aquéllos en que la materia orgánica es casi inerte. No sucede lo mismo en los suelos donde la materia orgánica se renueva continuamente, ya que la edad proporcionada por el método puede no tener relación alguna con el proceso edafogénico.

La Palinología es otra herramienta que puede utilizarse para determinar la edad de un suelo, asociándolo con los paleoclimas, y estableciendo las fases de evolución de los suelos.

La evaluación de algunos aspectos del relieve pueden ayudar a determinar la edad de los materiales. Asimismo, resulta de importancia el establecimiento de las secuencias estratigráficas para la delimitación de la superposición de eventos.

El tiempo de formación de un suelo está determinado por su posición estratigráfica relativa con respecto a los demás sedimentos, rocas y suelos, el cual puede ser mejor estimado cuando se trata de suelos sepultados, donde pueden aplicarse técnicas de correlación estratigráfica. En suelos superficiales, la evaluación es más difícil, porque los intervalos que se propongan no pueden ser probados. Más compleja es, aún, la determinación de la edad de un suelo en una ládera, ya que entonces se tiene que estudiar previamente toda la catena de suelos, para definir los cambios en las propiedades de cada uno y poder asociarlas a los procesos edafogénicos que han tenido lugar.

Es posible estimar el tiempo de formación de ciertos horizontes. Los horizontes humíferos A_1 se desarrollan rápidamente, dado que el proceso de humificación de la materia orgánica es más rápido que cualquier otro proceso que dé lugar a la formación de otra propiedad del suelo. El estado estático o de equilibrio en este horizonte se alcanza en un tiempo que va de 200 a 10,000 años, dependiendo de las condiciones bioclimáticas locales (Birkeland, 1984).

Otras investigaciones han mostrado que el equilibrio se alcanza en un período de 600 a 1,500 años, según la naturaleza de la vegetación y la composición química del material (Duhaufour, 1984). Los valores encontrados para el mull ándico (método de C^{14}) son de 4,000 años, mientras que para un Chernosem son de 1,000 años. Esta diferencia de

tiempo es consecuencia del bloqueo de mineralización que producen los alofanos en los Andosoles.

Por su parte, los valores estimados para la diferenciación del perfil de una andosol son: menos de 100 años para tener un perfil C o (A)/C; de 100 a 500 años para un perfil (A)/C, A/C o A/(B)/C; entre 500 y 1500 años, A/(B)/C o A/B/C; y más de 1500 años, A/B/C (Yamada, 1977). Claro está que estas aproximaciones no pueden ser extrapoladas a todos los lugares donde se encuentran Andosoles, pues se debe tomar en cuenta las condiciones locales específicas.

Un horizonte cámbico tarda más tiempo en formarse que un horizonte humífero, dependiendo de la naturaleza del material parental, ya que los procesos de formación de este horizonte son más lentos y requieren la descomposición química y mineralógica de los materiales.

La formación de un horizonte argílico es fuertemente dependiente del tiempo, ya que los procesos de acumulación, neoformación y traslocación de arcilla son muy lentos. No es posible determinar con precisión la cantidad de arcilla formada y traslocada, pero una aproximación la proporciona el índice de acumulación de arcilla - contenido de arcilla en B_t menos contenido de arcilla en C, multiplicado por el espesor de B_t . Sin embargo, este horizonte se puede formar más rápido si el contenido inicial de arcilla es alto. Asimismo, cuando se tienen grandes cantidades de Na^+ el proceso es más acelerado.

En realidad, los métodos que se utilizan para fechar un suelo donde la humificación es predominante (denominados como suelos de ciclo corto, Duchaufour, 1984) son diferentes a aquéllos empleados para determinar la edad de un suelo de ciclo largo.

Para el caso de los suelos de ciclo corto, los métodos están basados en el ciclo del carbono, relaciones vegetación-humificación y la formación y evolución de complejos organo-minerales. La información que se obtiene a partir de esta evaluación no es precisa, pero permite tener una idea de cuáles han sido las etapas de formación del suelo. Por otra parte, los métodos para estimar la edad de un suelo de ciclo largo son escasos, y los resultados nada satisfactorios. En resumen, puede decirse que lo único que puede obtenerse son índices de desarrollo y evolución de los suelos.

Uno de los índices que se ha utilizado para evaluar la edad de un suelo es su color. Se ha observado que los suelos antiguos son más rojos que los suelos jóvenes. A pesar de que esta consideración es válida para cierto tipo de suelos, se debe considerar que el proceso de "enrojecimiento" es más lento en climas fríos y árticos secos.

La mineralogía de las arcillas puede ayudar también a establecer la edad del suelo. Se sabe que las arcillas evolucionan con el tiempo, hasta alcanzar niveles más estables. Así, una mica del tipo de la biotita, con el tiempo va a transformarse en una mica hidratada que se transforma posteriormente a vermiculita y finalmente a esmectita y quizá a caolinita. No obstante que estas transformaciones suceden en

los suelos, las condiciones bioclimáticas son esenciales para dirigir los procesos.

Otro criterio que resulta de utilidad, es el uso de técnicas mineralógicas para definir la edad de los perfiles, a través del análisis de las arenas (composición y tamaño), tomando en cuenta las secuencias de alteración, ya que éstas son función del tiempo, el clima y el material parental (Soller y Owens, 1991).

La vegetación del suelo puede ser útil para establecer su edad, en el sentido de que las plantas secretan ciertas cantidades de opalo, llegando a formar los llamados fitolitos. Estas estructuras son muy persistentes en los suelos, habiéndose encontrado fitolitos de hasta 13,000 años, de acuerdo a fechamientos realizados con el método de C^{14} (Birkeland, 1984).

En la zona que comprende el presente estudio, se ha dificultado el establecimiento de la edad de los suelos, debido a la limitación que existe en fechar, inclusive las rocas volcánicas que en ella afloran. De acuerdo a estudios geomorfológicos hechos, se estima una edad de menos de 40,000 años (Martín del Pozzo, 1982). No obstante, existen otros estudios en la Sierra Chichinautzin que han proporcionado una edad de 700,000 años a partir de datos de paleomagnetismo (Scandone, 1979). Las edades que se han considerado válidas para las rocas que afloran en la zona son las propuestas por Bloomfield (1975, en Martín del Pozzo, 1982).

A partir de tales datos, se sabe que las rocas más antiguas poseen una edad del Terciario Superior y corresponden a los derrames de la Formación Zempoala. Le siguen algunos afloramientos con edades, no muy precisas, entre 30,000 y 40,000 años, que pertenecen a las rocas de la porción sur del área, cerca de Santa Catarina. Las rocas de la región de Huitzilac tienen una edad estimada de $21,860 \pm 380$ años.

Las lavas del volcán Tres Cumbres poseen una edad del Pleistoceno Superior, de $19,530 \pm 160$ años, mientras que las rocas más jóvenes, correspondientes a los derrames del Chichinautzin, tienen una edad de $8,440 \pm 70$ años.

Los suelos que sobreyacen a estas rocas son, presumiblemente, de edad holocénica, aunque los suelos que sobreyacen a las rocas de Santa Catarina, fechados en 30,000 a 40,000 años, han sido formados en el Pleistoceno Superior, siendo afectados por las variaciones climáticas ocurridas durante ese período, en particular por la última glaciación (Wisconsin). Por esta razón, para poder contribuir de manera más notable a la comprensión del tiempo como factor formador de suelos, se debe destacar la importancia de los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario, destacando su influencia en la sedimentación, la erosión y los procesos pedogenéticos, determinantes en la distribución de diferentes tipos de suelos.

IV. CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES DE SUELO

En este capítulo se hará referencia a la caracterización de las cinco unidades de suelo presentes en la zona de estudio -Rankers, Andosoles, Cambisoles, Luvisoles y Acrisoles-, proporcionando información general para cada una de ellas, la descripción de los perfiles y su relación con cada uno de los factores formadores, expuestos anteriormente.

1. RANKERS

Los Rankers (Duchaufour, 1984) son suelos que poseen un perfil poco diferenciado del tipo AC, donde el horizonte A es un horizonte húmico muy bien desarrollado. Corresponden, según la clasificación americana, con los Umbrisoles del orden Inceptisoles. Son suelos de reacción ácida, característicos de climas húmedos de montaña, formados sobre rocas ricas en minerales alterables, pero no calcáreas.

En el área que comprende esta investigación, los Rankers se presentan en las posiciones más elevadas -mayores que 3000 m-, con pendientes pronunciadas -50-100%-, en la Sierra de Zempoala y la Mesa La Gloria. En esta zona el régimen de humedad es údico, con temperaturas medias no muy bajas.

Bajo tales condiciones, se favorece la formación de Rankers de erosión donde los factores más importantes para su génesis son el relieve, particularmente la pendiente, el clima -régimen de humedad- y la vegetación. El perfil que desarrolla es AC o AR, sobre en solubles y en arcilla, de mediano espesor, sobre el que se tiene una vegetación de bosque de pino y de bosque mesófilo en las laderas de las montañas. En el primer caso -vegetación de resinosas- el humus que puede formarse es un mor, donde la humificación es muy lenta, mientras que bajo una vegetación de bosque frondoso, rico en diversas especies, el humus puede ser un mull.

El material parental está constituido por rocas ígneas intermedias, andesitas, que por el efecto de pendiente se disgregan, pero no se alteran fácilmente, a pesar de poseer minerales moderadamente alterables como plagioclasas sódicas y anfíboles. Esta condición impide la formación de horizontes minerales, de tal modo que el horizonte A descansa sobre la roca dura.

Finalmente, el tiempo es un factor importante, ya que estos suelos se han desarrollado sobre las rocas más antiguas de la región, permitiendo la formación de los horizontes húmicos, a pesar de las fuertes pendientes que se presentan.

Asociados a este tipo de Rankers se han observado algunos Rankers alpinos, dadas las bajas temperaturas que se presentan en el suelo -

cercanas a 0°C-. De esta manera se reduce la actividad biológica, aunque no completamente, permitiendo la humificación de la materia orgánica.

Es necesario aclarar que el estudio de este tipo de suelos requieren, más que una caracterización físico-química, una investigación detallada del humus que contienen para la determinación de los procesos.

Descripción del perfil

PERFIL 1

RANKER

Ubicación	19°02'N, 99°18'W	Régimen de humedad.-	údicó
Altitud	3000 msnm	Material parental	Andesita
Pendiente	50%	Vegetación	Bosque de pino
Sistema terrestre	S1		Bosque mesófilo

Este es un suelo que muestra dos horizontes: A y C, con un horizonte húmico bastante desarrollado, contrastando notablemente con el horizonte C subyacente.

El color del horizonte A es muy oscuro a consecuencia de la acumulación de materia orgánica, la cual forma complejos con los hidróxidos de hierro y aluminio liberados por la alteración del material parental.

La reacción del suelo es muy ácida, dada la desaturación de bases que presenta, como resultado del clima continuamente húmedo.

El horizonte A puede constituir un mull producto de la descomposición del bosque mesófilo, rico en especies diversas, en conjunción con el material fino procedente de la alteración de los minerales primarios de la roca madre, marcando un límite brusco con C.

Es un ranker de erosión o de pendiente, donde el clima, la vegetación y el relieve son los factores determinantes para su formación, y que, al mismo tiempo, limitan su evolución. La humificación es el proceso tipogenético dominante, la cual permite el desarrollo del horizonte húmico.

2. ANDOSOLES

Este nombre ha sido dado a aquellos suelos desarrollados sobre materiales piroclásticos o rocas eruptivas basálticas o andesíticas, con la condición única de que su alteración sea rápida y produzca materiales amorfos como alofano, imogolita o ferrihidrita, capaces de fijar la materia orgánica. Esta materia orgánica forma complejos con Al^{+3} y Fe^{+2} , que son moderadamente insolubles y tienden a acumularse en la superficie formando un horizonte A de color negro, de gran espesor.

Los materiales amorfos se consideran una fase intermedia entre los minerales primarios inalterados de la roca madre, y los minerales secundarios producto de la alteración de los anteriores; bajo ciertas condiciones, los minerales amorfos pueden alcanzar tal grado de estabilidad, que no son fácilmente alterados a minerales secundarios. Además, los amorfos, el Al^{+3} y Fe^{+2} estabilizan las sustancias húmicas y las hacen insolubles y resistentes a la descomposición (Ugolini et al., 1988).

La materia orgánica es uno de los principales factores involucrados en la génesis de los Andosoles, la cual dirige la acidólisis y la complexólisis, al igual que en los Podzoles, aunque en los primeros no ocurre movilización de los complejos humus-Fe, humus-Al, la consecuencia de la condensación de los amorfos (Duhaufour, 1984).

La formación de los complejos no depende de la vegetación y es función del clima (humedad, principalmente) y material parental (material volcánico). Sin embargo, bajo ciertas condiciones específicas, la vegetación juega un papel importante para la diferenciación de los procesos pedogenéticos de andosolización y podsolización.

Las propiedades físicas y químicas de los Andosoles están fuertemente influenciadas por el tipo de material parental y el régimen de humedad, ya que los productos que se originen dependerán de la velocidad con que se intempericen los minerales primarios. Es por esta razón que la presencia de materiales piroclásticos, no cristalizados, ricos en elementos de fácil alteración, favorecen el desarrollo de la andosolización. Se ha visto que la velocidad de alteración es máxima en cenizas volcánicas básicas y otros piroclastos con gran superficie específica, permitiendo que sean fácilmente atacados por los agentes del intemperismo físico y químico. Así, las características de los suelos formados dependen del tipo de material, pero también de su distribución y espesor.

Lo anterior se refiere a que existen dos tipos de depósitos de piroclastos, principalmente: los de caída libre "ash fall" y los de flujo "ash flow". Esta diferencia en la forma en que se depositan origina que el espesor de las acumulaciones y su distribución a lo largo del relieve varíe en cada caso, aún cuando las emanaciones tengan la misma fuente y edad (Yamada, 1977). Los depósitos de "ash-fall" pueden cubrir grandes áreas rellenando la topografía existente.

A diferencia, los depósitos de "ash-flow" están condicionados por la pendiente, no son de gran espesor y su composición es más silícica o intermedia, lo que impide el desarrollo del perfil de suelo, señalándose que son suelos inmaduros (Yamada op cit.). Por lo general, este tipo de piroclastos se encuentra rellenando cañones, cañadas y los bajos topográficos, además de ser material con muy poca clasificación, aumentando su espesor en las partes distales de la fuente. Generalmente, sobre los materiales piroclásticos se forma un perfil poco diferenciado del tipo A/C, mientras que sobre rocas duras la evolución es más lenta, formándose un horizonte (B) y constituyendo un perfil A(B)C (Duchaufour, 1984).

Como puede apreciarse, el material original juega un papel predominante en la génesis de los Andosoles, pero como ya se ha mencionado, el clima es fundamental en la formación de estos suelos, y en particular, el régimen de humedad. Se ha marcado como condición esencial, la existencia de un clima constantemente húmedo (tablas 2 y 3; Figs. 10 y 11) o con un período de sequía muy corto (Egawa, 1977; Duchaufour, 1984 y Parfitt, 1990).

Esta condición se establece porque el alofano y otros materiales amorfos se forman bajo condiciones de alta lixiviación, con un bajo contenido de sílice en solución. Cuando los períodos de humedad se alternan con largos períodos de sequía, los amorfos se transforman de manera irreversible y se tiene la formación de un nuevo tipo de suelo (Singer, 1990 y Parfitt, 1990). Estas secuencias de transformación de Andosoles a otros suelos son muy comunes dadas las variaciones locales de clima, topografía, material parental, vegetación o edad, formándose catenas de suelo bien definidas (Shoji, et al., 1989).

Actualmente, Soil Taxonomy ha elevado al suborden Andepts a un orden denominado Andisol, en el cual se definen subórdenes de acuerdo al régimen de humedad. En esta nueva clasificación se han establecido los Xerands (durixerands, vitriixerands y haploxerands) para regímenes xéricos y los Torrands, para condiciones áridicas (ICOMAND, 1987).

Dado que es difícil que se desarrollen amorfos bajo esas condiciones de humedad, no se tendrían características ándicas en los suelos, por lo que esta clasificación debe ser estudiada y evaluada cuidadosamente antes de ponerla en práctica. De esta manera, en este trabajo se ha tomado el orden Inceptisoles, donde se incluían anteriormente a los Andosoles.

En la zona del Chichinautzin, los Andosoles se encuentran ampliamente distribuidos, los cuales se han derivado tanto de materiales piroclásticos como de roca dura. Presentan un horizonte A ócrico, de unos 30 cm de espesor, con una estructura granular y un alto contenido de materia orgánica, de 8% en promedio (tablas 8 y 9).

La fase sólida ocupa entre un 20 y 30% del volumen total, por lo que su densidad aparente es muy baja (<0.8) y su porosidad y permeabilidad muy altas, con una elevada capacidad de retención de agua (tablas 8 y 9). Esta propiedad de retención de agua ha sido tomada como un índice muy valioso para clasificar a los suelos de ando, sobretodo en Japón (Maeda y Soma, 1990), donde se han estimado

valores de 0.75 g/g de agua natural a 15 bars. Maeda y Soma (op cit) han considerado los valores de los límites líquido y plástico, de los cuales se pueden estimar la porosidad, la densidad aparente y determinar los cambios en las propiedades físicas a consecuencia de la desecación.

Poseen una estructura peculiar formando agregados de tamaño limo, denominados "pseudolimos", los cuales tienen una consistencia particular, adhesiva y untuosa cuando están húmedos y pulverulenta cuando se encuentran secos, propiedad conocida como tixotropismo.

La capacidad de intercambio catiónico de estos suelos a pH 7 es relativamente alta (tablas 8 y 9). Sin embargo, la capacidad de intercambio efectiva es mucha menor (la mitad o la tercera parte) a causa de que estos suelos son generalmente ácidos, por los compuestos húmicos y el alofano, de modo que la actividad de las arcillas se ve muy disminuida (Duchaufour, 1984; Egawa, 1977), estando los sitios de intercambio ocupados por iones hidrógeno (Wada, 1985).

Los constituyentes minerales más importantes de los Andosoles son materiales amorfos -alofano, imogolita, ferrihidrita- conocidos actualmente como minerales de intervalo corto "short-range-order" (ICOMAND, 1987) o minerales de clase amórfica (Childs y Whittan, 1990). Estos minerales se caracterizan por tener una superficie específica muy grande. Son minerales secundarios producidos durante el intemperismo de los materiales volcánicos, siguiéndose, al parecer, la siguiente secuencia de alteración (Egawa, 1977):

vidrio volcánico y feldespato--> alofano--> haloisita y gibsita--> metahaloisita

Estos procesos de intemperismo involucran una pérdida constante de sílice y bases, permaneciendo el Al y Fe.

La fracción arcillosa de los Andosoles está representada por arcillas 1:1, haloisita mal cristalizada, imogolitas y algunas caolinitas. La imogolita puede originarse paralelamente al alofano, o bien seguir la secuencia: alofano--> imogolita--> gibsita (Egawa, op cit.).

En particular, en el área investigada, las variaciones composicionales en las rocas originan que se formen, básicamente, dos tipos de Andosoles: los dísticos, encontrados sobre andesitas y los eútricos, desarrollados sobre basaltos. En ambos casos el régimen de humedad presente es údico, de tal modo que la humedad constante permite la creación de alofanos. Los Andosoles dísticos dominan sobre los eútricos, ocupando una buena parte de la porción norte y occidental del paisaje. Hacia el volcán Chichinautzin, donde las rocas son más básicas, los Andosoles dísticos se asocian con los eútricos, localizándose estos últimos en las porciones nororientales.

Así, se observa que la distribución de los Andosoles está controlada por el edafoclima y el material parental, siendo el relieve y la vegetación factores secundarios. Sin embargo, el drenaje lateral juega un papel importante en la evolución de los Andosoles dísticos, ya que favorece el lavado de bases hacia posiciones más bajas o de mayor estabilidad.

También, el tiempo es un factor importante para la diferenciación de Andosoles dísticos y eútricos. Los Andosoles dísticos se han desarrollado sobre materiales cuya edad se ha estimado en 19,500 años, mientras que los eútricos son suelos más jóvenes, formados sobre materiales de 8,500 años de antigüedad, originando que la pérdida de bases sea menor, a pesar de la presencia de un edafoclima continuamente húmedo.

Hacia la zona de la Sierra de Zempoala, los Andosoles se caracterizan por poseer un horizonte A humífero, de color oscuro, en un perfil del tipo AC. Estos suelos se presentan en las partes altas de la sierra (cercanas a los 2900 m), en pendientes pronunciadas (50%) y relieve abrupto, íntimamente asociados a los Rankers, los cuales se encuentran a altitudes mayores.

El Andosol húmico únicamente ha sido estudiado en campo porque los análisis más importantes para la determinación de la edafogénesis, involucra la investigación profunda de los compuestos humíferos, más que de las propiedades físicas y químicas del perfil.

Existen además, representaciones muy localizadas de suelos con propiedades ándicas, en regiones donde ha habido actividad volcánica muy joven. Tal es el caso del área ubicada al sur del volcán en forma de herradura, situado entre los poblados de Ocotepec y Santa Catarina. Los depósitos de cenizas y materiales piroclásticos, bajo un régimen de humedad ústico, han permitido la formación de suelos poco profundos, con propiedades ándicas.

Descripción de los perfiles correspondientes

PERFIL 2	ANDOSOL EUTRICO	
Ubicación	19°05'N, 99°13'W	Régimen de humedad.- údico
Altitud	3020 msnm	Material original Basalto andesítico
Pendiente	5.2%	Vegetación Bosque de pino
Sistema terrestre	S2 y S3	

Es un suelo que presenta sus tres horizontes muy bien diferenciados, con subhorizontes AB, BC, B₂₁ y B₂₂. En general, muestra colores en húmedo amarillo rojizos oscuros (tabla 10, foto 1). El horizonte A es un horizonte ócrico, con un espesor de 21 cm, una textura franca y estructura migajosa, que pasa a ser en bloques angulares y subangulares en el resto de los horizontes, a excepción del C, donde no se presenta ninguna estructura.

Es un suelo profundo, bien drenado, de textura media, con un valor de erodabilidad potencial (K) alto y un complejo de alteración constituido principalmente por solubles, bases intercambiables y óxidos de Fe, Al y Si (tabla 11, figura 17A).

La granulometría es distintiva por su escasez en materiales finos; no existe lavado de arcilla, presentando un empobrecimiento con la

Profundidad cm	Horizonte	A r r e n a										L i a o										GCS	
		Arena 2-0.05		Fritilla 0.002		Muj Gruesa 3-1		Mediana 0.25-0.25		Fina 0.1-0.05		Muy fina 0.1-0.05		L i a o 0.05-0.02		P. L. III 0.02-0.002		Inclilla 0.002		Clase U.S.D.A		Micro Estr.	
cm		Líes	%	Líes	%	Gruesa	%	Mediana	%	Fina	%	Muy fina	%	0.05-0.02	%	P. L. III	%	0.002	%	U.S.D.A	Fe	Fe2O3	
0-21	A	45	26	26	12	2	9	9	12	9	10	9	20	26	20	20	20	20	C	7.2	10.5	9.7	
21-30	B	55	20	20	9	2	9	9	10	9	10	9	36	20	36	36	36	36	C	2.25	11.7	10.3	
30-65	B21	24	50	24	4	6	7	5	11	5	11	12	38	24	38	38	24	24	M1	2.08	10.0	13.4	
65-107	B22	25	55	19	2	3	5	5	9	5	9	9	15	19	15	15	19	19	M1	2.09	9.7	13.3	
107-160	EC	32	50	18	4	2	7	7	9	7	9	12	32	18	32	32	18	18	M1	2.77	9.5	13.2	
>160	C	40	42	18	5	7	12	6	10	6	10	15	27	18	27	27	18	18	M1	2.35	-	-	
Profundidad cm	Grado Driftado %	C/N	682a Nitró %	Retención P %	Histeria Driftada %	Densidad campo 1/28 bar	Densidad en agua 1/28 bar	g/cc Secado al horno	g/cc DP	Contenido de agua 1/28 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	Contenido de agua 15 bar	pH	Clase U.S.D.A	Fe	Fe2O3	
0-21	4.16	0.30	13.96	65	9.50	0.65	0.83	0.07	2.10	120	50.3	52.3	11.9	5.3	5.7	5.7	5.7	5.7	5.3	5.3	5.3	5.3	
21-30	3.65	0.25	15.07	57	7.80	0.67	0.85	0.69	2.35	55	50.7	52.3	11.5	5.5	6.2	6.2	6.2	6.2	5.5	5.5	5.5	5.5	
30-65	2.20	0.15	14.67	52	4.75	0.91	0.87	0.93	2.50	90	54.1	57.7	11.2	5.5	6.6	6.6	6.6	6.6	5.4	5.4	5.4	5.4	
65-107	1.15	0.08	14.38	52	2.50	0.91	0.87	0.93	2.60	89	55.0	49.0	11.1	5.4	6.6	6.6	6.6	6.6	5.4	5.4	5.4	5.4	
107-160	0.96	0.04	24.00	55	-	0.93	0.89	0.92	2.65	85	37.9	52.5	10.3	5.6	6.7	6.7	6.7	6.7	5.6	5.6	5.6	5.6	
>160	-	-	-	55	-	0.92	0.92	0.92	2.69	75	30.3	16.3	9.7	5.6	6.9	6.9	6.9	6.9	5.6	5.6	5.6	5.6	
Profundidad cm	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	Grado Driftado %	
0-21	15.7	5.3	2.1	1.3	24.4	36.5	63.30	1.43	0.23	1.28	2.96	16.15	17.2	12.5	29.7	29.7	29.7	29.7	13.2	13.2	13.2	13.2	
21-30	16.3	5.1	2.5	1.5	25.4	37.8	67.20	1.68	0.48	1.67	3.20	14.17	16.0	13.2	31.2	31.2	31.2	31.2	14.6	14.6	14.6	14.6	
30-65	18.7	5.3	3.2	2.1	29.4	37.4	78.61	1.56	0.42	1.57	3.53	11.43	19.3	13.5	32.8	32.8	32.8	32.8	14.6	14.6	14.6	14.6	
65-107	19.5	6.2	3.2	2.2	31.1	33.1	93.56	1.74	0.51	2.11	3.15	11.68	21.4	14.6	36.0	36.0	36.0	36.0	14.6	14.6	14.6	14.6	
107-160	16.0	4.4	2.0	1.7	20.0	25.3	95.26	1.41	0.53	1.25	3.64	12.30	21.6	14.5	36.1	36.1	36.1	36.1	14.5	14.5	14.5	14.5	
>160	13.0	3.7	1.9	1.5	20.0	20.9	95.65	1.16	-	0.91	3.61	11.30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Claves de clase textural
C Franco
M Nivejón lioso

Tabla 6 Análisis de laboratorio del perfil No. 2, correspondiente a un fangoso edrico

Profundidad cm	Horizonte	Total		Muy fina		Fina		Mediana		Gruesa		Clase Faz U.S.D.H	Línea/ Arcilla	GCS	EN MON Solubles		
		g/100	%	g/100	%	g/100	%	g/100	%	g/100	%					g/100	%
0-27	NB	45	33	5	17	5	20	12	23	11.55	8.7	12.5	10.20	7.5	F203	5102	A1203
27-45	NB	45	33	5	17	5	20	12	23	11.55	8.7	12.5	10.20	7.5	F203	5102	A1203
45-90	B21	50	35	25	4	5	15	19	0	18	7	35	MP	9.5	12.5	11.30	10.5
90-150	B22	52	39	15	10	18	14	0	0	1.88	7.8	11.2	12.35	11.5			
>150	C	55	24	13	10	22	10	0	0	25	7	13	MP	4.3	7.1	13.50	12.9
Profundidad cm	Clase orgánica	CM	Retención P. %	Retención Orgánica %	Densidad en masa campo	48h 31 campo	DP. g/cc	Contenido de agua por 1/2 bar	402 55.3	491C 32.7	491C 10.5	491C 10.5	491C 4.7	491C 5.7	491C 5.7	491C 5.7	491C 5.7
0-27	4.1	0.30	14.00	90	0.83	0.83	0.98	2.11	55.3	32.7	10.5	10.5	4.7	5.7	5.7	5.7	5.7
27-45	2.80	0.30	14.00	90	0.83	0.83	0.98	2.11	55.3	32.7	10.5	10.5	4.7	5.7	5.7	5.7	5.7
45-90	1.45	0.10	12.10	30	0.87	0.87	0.95	2.55	54.8	34.2	10.3	10.3	5.0	5.5	5.5	5.5	5.5
90-150	0.80	0.05	34.00	97	1.00	1.00	0.95	2.60	55.0	34.0	10.3	10.3	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1
>150	0.35	0.02	12.50	80	0.70	0.95	0.87	2.62	36.2	39.0	9.7	5.1	5.4	6.0	6.0	6.0	6.0
Profundidad cm	Bases extraíbles	422a mg	422b mg	58a suma de cationes miliequival.	58b mg/100	Carbig K	CIC suma	Fa %	agua bar	5/T	Soluble %	Water g/100	Ftotal %				
0-27	10.0	2.2	1.5	0.65	15.19	46.0	2.13	15.17	1.36	0.45	1.43	32.76	16.40	23.00	23.00	23.00	23.00
27-45	10.2	2.2	1.5	0.72	15.62	46.5	2.19	16.61	1.25	0.38	1.44	30.76	17.70	12.90	20.60	20.60	20.60
45-90	11.4	4.1	1.7	0.99	18.10	36.2	2.78	17.22	1.41	0.34	1.37	51.42	21.30	13.30	34.60	34.60	34.60
90-150	11.6	4.0	1.7	0.72	16.52	30.0	2.50	15.52	1.62	0.41	1.50	25.00	13.70	13.70	13.70	13.70	13.70
>150	9.4	3.1	1.1	0.60	14.20	24.5	3.03	20.85	1.87	0.35	2.15	28.44	24.40	14.10	40.50	40.50	40.50

Tabla 9. Análisis de laboratorio del perfil No. 3, correspondiente a un Andesolístico

Clase textural
C Franco
MPa Migañón arcilloso
Ma Migañón arenoso

L.F. L.L.
M.H.M.G.

profundidad. El contenido alto de material muy poroso: ceniza, materia orgánica y amorfos, propician un valor de densidad en masa bajo -0.87 y 0.97 g/cm^3 -, tanto en muestras obtenidas en campo, como secadas al horno (tabla 8). La relación limo/arcilla es mayor que 1 en todos los horizontes lo que indica poca alteración de los minerales primarios. La densidad real es de 2.10 g/cm^3 , común para suelos minerales.

El contenido de agua a 1/3 bar es de más del 50% para los horizontes A y B, disminuyendo en BC y C, representando valores bastante altos y muy típicos para estos suelos. La retención de fósforo es de 85-95%, valores altos, los cuales son debidos a la presencia de los alofanos.

Tabla 10. Descripción de las propiedades físicas del perfil 2, Andosol eútrico

Horizonte	Color húmedo	Textura	Estructura	Películas	Límite con C	Consistencia seco	Consistencia húmedo
A	5YR 3/2	Franco	migajosa fuerte, fina	sin películas	Abrupto	duro	muy friable
AB	7.5YR 4/4	Franco	bloques subangulares fuerte, fina	delgadas zonales	Abrupto	muy duro	firme
B ₂₁	7.5YR 4/4	migajón limoso	bloque subang moderada, fina, muy fina	delgadas zonales	Abrupto	extr. duro	muy friable
B ₂₂	7.5YR 5/6	migajón limoso	bloque subang fuerte, mediana, fina	delgadas continuas	Abrupto	extr. duro	friable
BC	7.5YR 4/4 10YR 4/2 7.5YR 5/6	migajón limoso	bloque subang fuerte, fina	sin películas	Abrupto	blando extr. duro	friable extr. firme
C	7.5YR 5/6	migajón limoso	sin estructura	sin películas		suelto	suelto

El complejo adsorbente está representado por un valor de CIC alto en la parte superior (38.5 meq/100 g) y moderado en los horizontes inferiores. La relación S/T se incrementa con la profundidad y, en todos los casos, cumple con las características de un suelo eútrico.

El pH en H₂O (1:1) es ácido en el horizonte A (5.7), pasando a ser moderadamente ácido en los horizontes subyacentes (6.2-6.9). Estos valores no indican, potencialmente, la presencia de Al y Mn en cantidades tóxicas. La prueba de pH con NaF 1N (1:50) da valores mayores que 10, lo cual es diagnóstico para suelos ricos en materiales amorfos.

El contenido de materia orgánica en todo el perfil explica, en parte, la alta retención de humedad, así como los altos contenidos de carbono orgánico. La relación C/N, que caracteriza a este perfil, es típica de suelos forestales.

Tabla 11. Complejo de alteracion del perfil 2

Horizonte	Arc. (%)	Fe libre(%)	C(%)	Sat. bases(
A	26.00	7.20	4.16	62.34
AB	20.00	9.60	3.65	67.20
B21	24.00	10.00	2.20	78.61
B22	19.00	9.70	1.15	93.96
BC	18.00	9.50	0.96	95.26
C	18.00			95.69

Tabla 12. Indices de alteracion del perfil 2

Horizonte	Sa	Ses	Bases	Lixiv.	Intemp.
A	1.749	1.284	0.751	0.559	44.032
AB	1.765	1.397	0.919	0.666	51.440
B21	1.743	1.458	0.951	1.035	58.901
B22	1.773	1.505	0.865	1.267	58.191
BC	2.055	1.823	0.668	0.898	40.631
C	2.344	2.089	0.639	0.828	36.727
tefra	2.343	2.104	0.563	1.000	35.825

Los contenidos de materiales amorfos, tanto extraíbles como solubles, dan valores delta (12.5-14.5) característicos de Andosoles. El porcentaje de alofano total, generalmente mayor que 30, se considera diagnóstico en estas unidades.

Las cantidades de Fe y Al extraíbles son altas en todo el perfil y tienden a acumularse en el horizonte B. La relación Fe extraíble/Al soluble, mayor que 1, da un valor característico para horizontes B cámbicos.

Las relaciones entre contenido de arcilla y CIC, hierro extraíble y agua confirman la presencia de un horizonte Bw, alterado. Apoyando lo anterior, los índices de alteración e intemperismo revelan que este suelo se encuentra en evolución, teniéndose una fuerte alteración de los minerales primarios, acumulándose las bases en el horizonte B (tabla 12, figuras 17A y 17B)

Hipotéticamente, las condiciones de un régimen de humedad údico y un material parental básico altamente poroso, ha propiciado una velocidad de alteración rápida, que conduce a la andosolización y a la formación de alofano. Las características de drenaje pedológico son adecuadas pero no excesivas como para producir un lavado de bases.

Los valores de Bilzi y Ciolkosz para evaluar el desarrollo relativo del perfil son de 24 para el horizonte A, el cual resulta ser el más desarrollado, siguiéndole el B₂₂ con 23.5; el menos evolucionado es el BC, con 17.27 (tabla 13).

Tabla 13. Valores de Bilzi y Ciolkosz, calculados para el Perfil 2, Andosol eútrico.

Horiz.	Consistencia		Estruc.	Pelíc.	Límite	Total	
	seco	húmedo				seco	húmedo
A	7.0	0.0	10.0	0.0	3.0	3.0	24.0
AB	3.0	0.0	7.5	2.0	3.0	4.0	22.5
B ₂₁	3.0	1.0	6.5	2.0	3.0	5.0	21.5
B ₂₂	0.0	1.0	8.5	4.0	3.0	5.0	23.5
BC	2.7	1.0	8.0	0.0	3.0	2.2	17.0

Fig. 17A. Relacion entre el complejo de alteracion y profundidad del Perfil 2

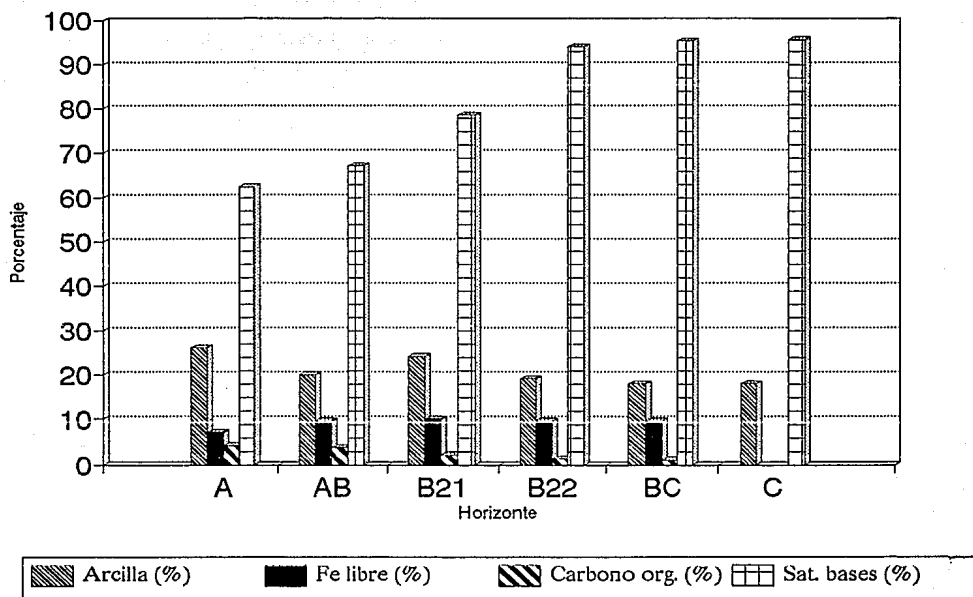


Fig 17B. Relacion entre indices de alteracion y profundidad del perfil 2

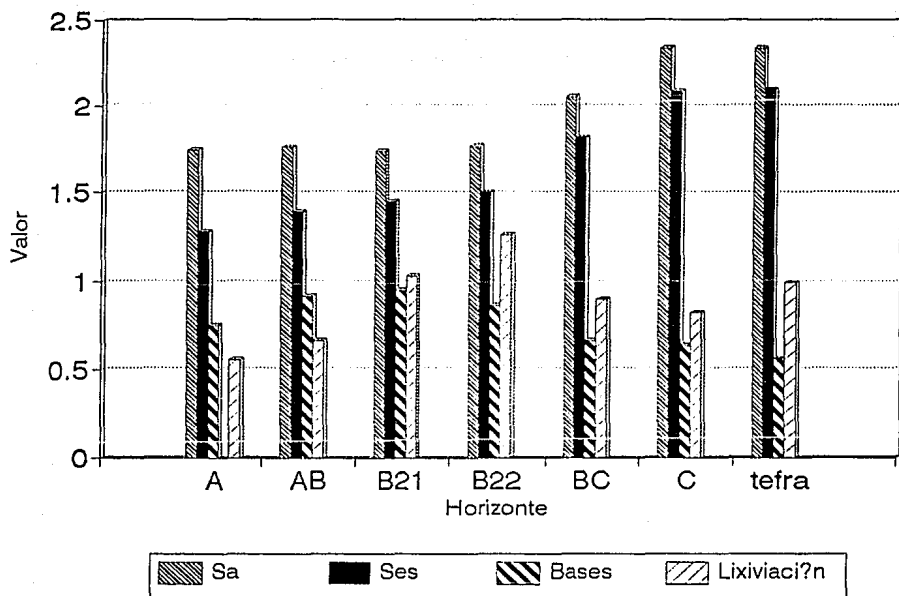
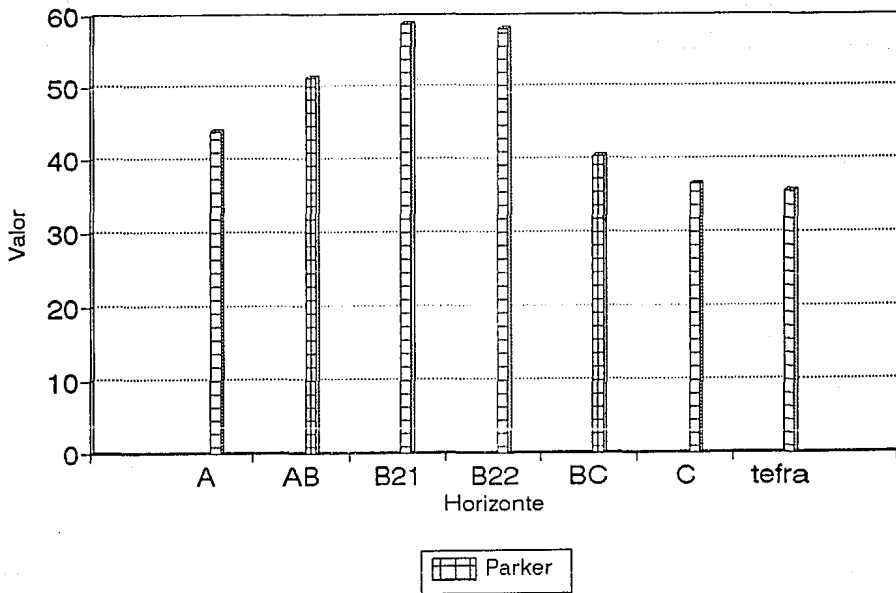


Fig 17C. Relacion entre el indice de intemperismo y profundidad del perfil 2



PERFIL 3

ANDOSOL DISTRICO

Ubicación 19°02'N, 99°16.5'W Régimen de humedad údico
 Altitud 2660 msnm Material original Andesita
 Pendiente 15% Vegetación Bosque de pino
 Sistema terrestre S1, S2 y S3

En este perfil se han delimitado tres horizontes muy bien diferenciados, A, B, C, con subhorizontes Ap, AB, BC, B₂₁, y B₂₂. Los colores en húmedo son rojos amarillento oscuros en los horizontes superficiales y amarillos rojizos oscuros en los subsuperficiales (tabla 14, foto 2).

El horizonte Ap es un horizonte ócrico, con un espesor de 27 cm, una textura franca y estructura granular fina, que pasa a ser en bloques angulares en el resto de los horizontes. El horizonte C no presenta ninguna estructura.

Es un suelo profundo, bien drenado, que puede mostrar, según la geofoma donde se encuentre, un drenaje rápido favorecido por una textura media, donde predominan arenas medianas y finas, con un menor contenido de limos que en el caso del Andosol eútrico. Esta situación propicia un valor de erodabilidad menor; en contraste, genera un drenaje pedológico más lixiviante.

Tabla 14. Descripción de las propiedades físicas del perfil 3, Andosol dístico.

Horizonte	Color húmedo	Textura	Estructura	Películas	Límite con C	Consistencia seco húmedo	
Ap	5YR 3/1 5YR 4/6	Franco	granular fuerte, fina	sin películas	Abrupto	suelto	suelto
AB	5YR 4/6	Franco	bloques angulares fuerte, mediana, fina	sin películas	Abrupto	lig. duro	friable (90%) firme (10%)
B ₂₁	7.5YR 4/4 5YR 4/1	migajón arcillo-arenoso	bloques ang. fuerte, mediana, fina	delgadas zonales	Abrupto	extr. duro	muy friable
B ₂₂	7.5YR 4/4	Franco	bloques ang. fuerte, mediana, fina	delgadas continuas	Abrupto	extr. duro	muy friable
C	7.5YR 5/6	migajón arenoso	sin estructura	sin películas		suelto	suelto

El mayor contenido de elementos finos (<2 μ) favorece una mayor retención de humedad y un mayor período de humectación, lo que explica una mayor alteración de los minerales solubles y mayores contenidos de alofano total con relación al perfil precedente (tabla

9). La relación limo/arcilla es, consecuentemente, más baja, indicativa de una mayor alteración mineral.

La densidad en masa en Ap es de 0.88 g/cm^3 , aumentando con la profundidad hasta 0.97 g/cm^3 a 15 bars. La densidad real es de $2.10\text{-}2.62 \text{ g/cm}^3$, común para suelos minerales.

El contenido de agua a 1/3 bar es de más del 50% para los horizontes A y B, disminuyendo en B₂₂ y C. A 15 bar los contenidos de agua son menores, pero se consideran bastante altos para tales presiones. El límite plástico se ubica en un 70%, mientras que el líquido alcanza valores de 90% en B₂₁. La retención de fósforo es de 90% (tabla 9).

El complejo adsorbente está representado por valores de CIC muy altos en el solum y moderados en el subsuelo. El grado de saturación de bases en los horizontes superiores, menor que 50%, les confiere un carácter dístrico y una tendencia fuerte a la acidificación.

El complejo de alteración constituido, principalmente, por sales solubles, bases intercambiables, amorfos y óxidos (tabla 15, figura 18A) forma complejos con materiales de origen orgánico. La fracción de arcillas cristalinas está representada primordialmente por haloisitas y metahaloisitas.

El pH en H₂O (1:1) potencialmente implica contenidos significativos de Al, Mn y Fe solubles que, en algunos cultivos, propician deficiencias y toxicidad. Los valores de pH con Na⁺ 1N (1:1) son mayores que 10, lo cual es diagnóstico para Andosc. La distrificación, la acidificación, la alta retención de fósforo, así como las relaciones antagónicas entre Ca/Mg y (Ca+Mg)/K le confieren a este suelo una problemática especial en cuanto al uso potencial agrícola, más no a su aptitud forestal.

La relación C/N es de 14, común en humus forestal y, al igual que en el perfil anterior, puede ser de tipo mull ándico. El contenido de materia orgánica es de 8.9% en A, valor que se encuentra en el intervalo considerado como diagnóstico para estos suelos.

El índice arcilla/hierro da valores mayores que 2, lo que refleja un fuerte intemperismo, coincidiendo con la relación limo/arcilla mencionada y con los valores de los índices de alteración e intemperismo (tabla 16, figuras 18B y 18C).

La alteración y evolución de este perfil es similar en muchos aspectos a la del perfil 2, no obstante, las condiciones de estación: drenaje lateral, topografía (pendiente) y composición del material parental menos básico, favorecen la distrificación. Probablemente, los materiales lixiviados son depositados en las partes más bajas, originando pardificación, e inclusive melanización y, en el caso de la sílice, compactación de materiales tobáceos.

Los valores de Bilzi y Ciolkosz con respecto al desarrollo relativo del perfil son de 26.6 para el horizonte B₂₂, el cual resulta ser el

Tabla 15. Complejo de alteración del perfil 3.

Horizont	Arc. (%)	Fe (%)	C(%)	S/T (%)
A	23.00	10.30	4.21	33.76
AB	23.00	8.70	2.80	38.76
B21	25.00	8.50	1.45	51.42
B22	19.00	7.80	0.80	59.09
C	13.00	4.30	0.25	58.44

Tabla 16. Índices de alteración del perfil 3

Horizont	Sa	Ses	Bases	Lixiv.	Intemp.
A	2.296	1.582	0.331	0.379	19.414
AB	2.166	1.638	0.366	0.484	22.411
B21	2.095	1.713	0.417	0.603	26.323
B22	2.240	1.874	0.446	0.692	27.785
C	2.257	1.939	0.496	0.758	30.587
tefra	2.343	2.104	0.563	1.000	35.825

más desarrollado, siguiéndole el B₂₁ con 23.7, mientras que el Ap registra un índice de 19.4 (tabla 17).

Tabla 17.- Valores de Bilzi y Ciolkosz, calculados para el Perfil 3, Andosol dístico

Horiz.	Color	Text.	Estruc.	Pelíc.	Límite	Consistencia		Total
	húmedo					seco	húmedo	
Ap	7.4	1.0	8.0	0.0	3.0	0.0	0.0	19.4
AB	2.0	1.0	8.5	0.0	3.0	2.0	2.1	18.6
B ₂₁	4.2	0.0	8.5	2.0	3.0	5.0	1.0	23.7
B ₂₂	3.0	1.0	8.5	4.0	3.0	5.0	1.0	25.5

Fig.18A. Relacion entre el complejo de alteracion y profundidad del Perfil 3

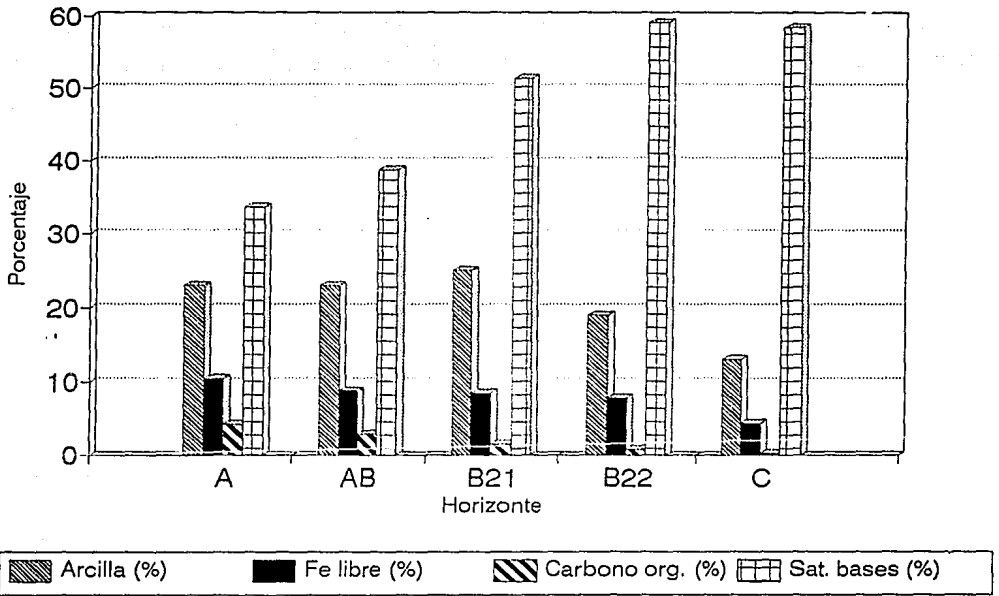


Fig 18B. Relacion entre indices de alteracion y profundidad del Perfil 3

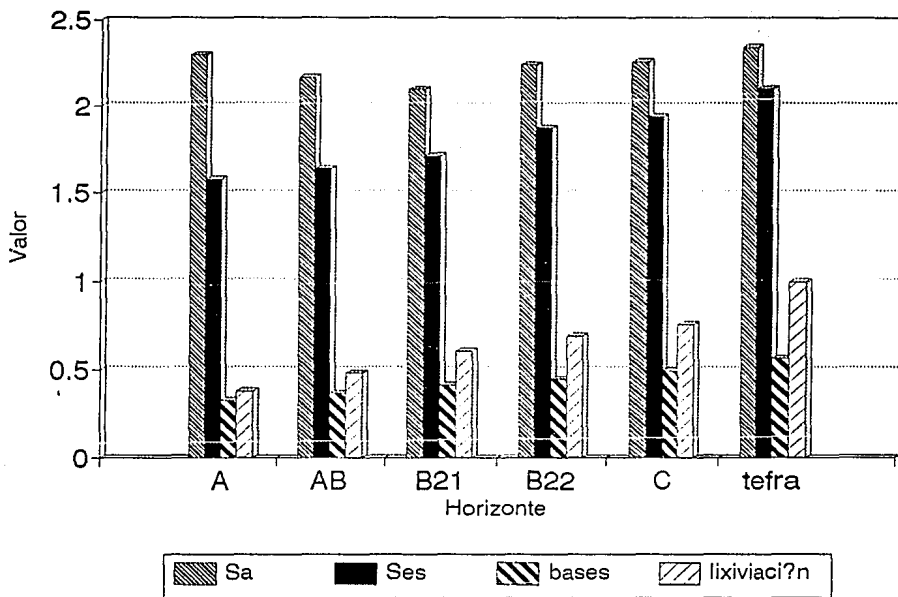
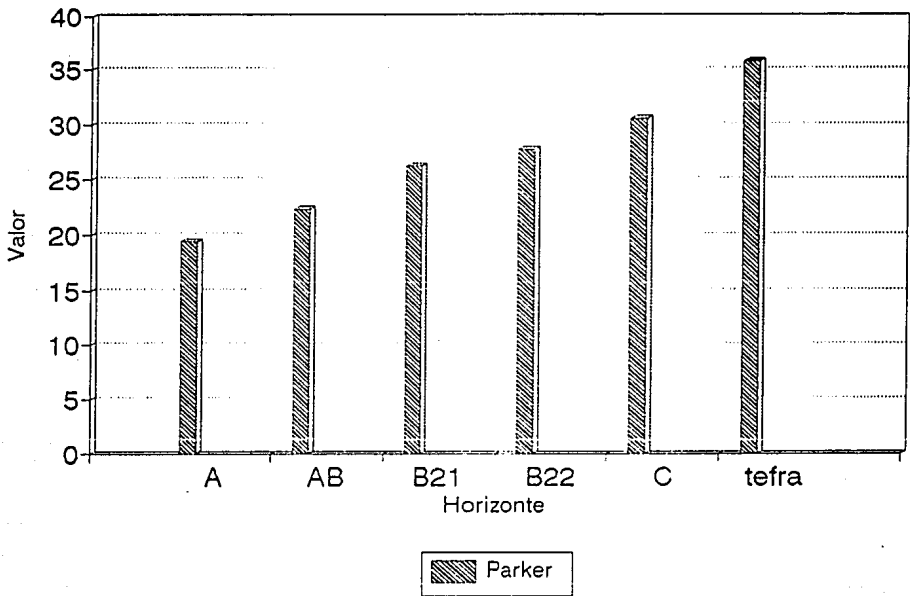


Fig 18C. Relacion entre el indice de intemperismo y profundidad del Perfil 3



3. CAMBISOLES

Los Cambisoles (FAO-UNESCO, 1989) son suelos que se caracterizan por presentar un horizonte (B), cámbico, donde no existen evidencias de arcilla iluvial, conformando un perfil del tipo A(B)C. Estos suelos corresponden con los Ochrepts dentro del orden Inceptisoles de la clasificación americana (Soil Taxonomy, 1990) y con los suelos pardos templados de la clasificación francesa (Duchaffour, 1984).

Son suelos de amplia distribución, desarrollándose principalmente en climas templados donde existe alternancia entre los períodos de sequía y humedad, en un régimen ústico.

El horizonte cámbico (B) es un horizonte de diagnóstico de color pardo claro, que ha sufrido alteración apreciable, de manera tal que es posible observar un cambio en la estructura y color con respecto a los horizontes sub y sobreyacentes. Sin embargo, los cambios ocurridos en él no deben ser tan intensos como para formar horizontes argílicos, espódicos u óxicos.

Su textura es de arena muy fina, arena muy fina limosa o incluso con partículas de menor tamaño. Las arcillas que predominan son heredadas (ilitas) o transformadas (vermiculitas); las arcillas neoformadas prácticamente no existen. El color del horizonte (B) es pardo rojizo, el cual es consecuencia de la pardificación, es decir, de la formación de óxidos de hierro a partir de minerales silicatados ferromagnesianos.

La reacción del suelo puede ser ácida si el material parental es de tal naturaleza, y moderadamente ácida cuando el material original es una roca básica o intermedia. En el primer caso se trata de un Cambisol dístrico o pardo ácido y en el segundo un Cambisol eútrico o pardo eutrófico. El porcentaje de saturación de bases (PSB) en ambos suelos para el horizonte A es muy parecido (40-70%), con un pH de 5 a 6. A profundidad, estos valores se vuelven muy contrastantes, siendo el PSB mucho mayor en los Cambisoles eútricos que en los dístricos.

Sobre rocas basálticas los suelos dominantes son los eútricos, con un PSB del 80-90%. Poseen abundancia de óxidos mal cristalizados, arcillas de neoformación derivadas de la cristalización de los amorfos y una ligera acumulación de arcilla en B, aunque sin darle un carácter argílico. En algunas ocasiones, la acumulación de amorfos es tal, que el suelo toma características ándicas, formándose intergradados entre los Cambisoles y los Andosoles.

Particularmente, para la zona que ocupa este estudio, se tiene que los Cambisoles se localizan hacia la porción centro-sur, a elevaciones comprendidas entre los 1900 y 2100 m, bajo un régimen de humedad intermedio entre údico y ústico.

El material parental consiste de una andesita basáltica y la vegetación está compuesta por bosque de encinos, presentándose con menor frecuencia la asociación encino-pino. Los encinos contribuyen con una gran cantidad de materia orgánica al suelo y con un buen número de bases, originando un mull forestal.

Uno de los factores determinantes en la génesis de estos suelos es el material parental, una roca dura, con una alterabilidad moderada, que influye en el desarrollo del horizonte (B), sin que haya grandes transformaciones minerales.

En segundo lugar se tiene el edafoclima, el cual aporta suficiente cantidad de humedad para la alteración de los minerales y la formación de amorfos y Fe^{++} , al tiempo que los períodos de sequía permiten la cristalización de los mismos y la presevación de las estructuras formadas.

La vegetación actual es, en cierta medida, producto de la confluencia del clima y la roca, pero sobre todo es derivada de la actividad humana sobre el área. Dicha actividad ejerce una acción degradante en el suelo, al eliminar la cobertura vegetal original, lo que permite el establecimiento del bosque de encino. Es por ello que no se le ha considerado como un factor determinante, sino secundario, esencial para el desarrollo de propiedades tipogenéticas.

El relieve es importante para la diferenciación de los Cambisoles, ya que por el efecto de pendiente, se tienen cambios en el sistema de drenaje, originando que en las partes altas de la ladera, donde es más intenso el lavado de bases, se formen Cambisoles distrícticos; en las partes topográficamente más bajas, se permite una mayor acumulación de bases, resultando en la distribución de Cambisoles eútricos. Ambos tipos presentan propiedades ándicas.

El tiempo es, para esta unidad de suelos, un factor secundario.

Descripción del perfil

PERFIL 4

CAMBISOL

Ubicación	18°59'N, 99°12.5'W	Régimen de humedad	Udico-ústico
Altitud	1970 msnm	Material parental	Andesita basáltica
Pendiente	15%	Vegetación original	Bosque de encino-pino
Sistema terrestre	S3 y S5		Bosque de encino

Este perfil presenta tres horizontes A, (B) y C, con colores en húmedo pardos claros, sobre todo en (B). El horizonte A posee 30 cm de espesor y es de carácter ótrico (foto 3).

Son suelos profundos de texturas predominantemente medias (migajones-francos, tabla 18) que muestran una cantidad moderada de arcillas, las cuales, con frecuencia, tienden a acumularse en un horizonte (B) denominado cámbico.

Los contenidos de materia orgánica y nitrógeno se consideran moderados (1-5%), en la mayoría de los casos (tabla 18). Las relaciones C/N, mayores que 12, les confiere un carácter de suelo forestal.

Tabla 18. Propiedades físicas y químicas del perfil 4, correspondiente a un Cambisol eútrico

Prof. cm	Horizonte	Text.	Dens. apar.	Retenc. de agua	M.O. %	C/N	pH		CIC meq/100	S/T alof.	
							H ₂ O	NaF		%	%
0-30	A	C	1.2	60	4.2	13.5	7.2	9.4	20	72	14.5
30-45	AB	C	1.3	50	3.5	14.7	7.3	9.6	23	77	13.0
45-70	(B)	Ml	1.4	45	2.2	20.2	7.5	9.5	27	86	13.8
> 70	C	C	1.5	38	-	-	7.3	9.6	18	90	12.2

A diferencia de los Andosoles, estos suelos, generalmente, muestran densidades en masa > 1, retención de fósforo moderadas (45-50%), y menores contenidos de agua y de alofano total (casi siempre menores a 15%, por lo que respecta al alofano).

En general, se caracterizan por presentar un horizonte (B) cuyo color de matriz contrasta claramente con los horizontes que le sub o sobreyacen. El complejo de alteración está constituido, fundamentalmente, por sales solubles y bases intercambiables; en ocasiones se observan acumulaciones moderadas de arcilla iluvial. El valor delta, en la fracción fina es alto (>20) debido a la presencia de algunas arcillas 2:1, no expandibles (ilitas, cloritas).

El pH en agua, en general, tiende a ser neutro o ligeramente alcalino, en tanto que los valores de pH en NaF son siempre menores que 10. No obstante, algunos de estos suelos conservan caracteres vítricos o ándicos heredados de su intergradación con Andosoles.

La CIC en las unidades estudiadas es moderada y tiende a incrementarse en B (20-27 meq./100 g). La relación S/T es mayor que 70%, con excepción de los cambisoles dístricos.

En este caso las bases no son lixiviadas fácilmente, de modo que el porcentaje de saturación de bases es mayor, al igual que la reacción del suelo. Estos suelos han sido considerados como cambisoles eútricos.

Los factores determinantes en la formación de estos suelos son el clima húmedo, el cual favorece el lavado y la alteración de los minerales; y el material parental que aporta bases en cantidades suficientes para compensar el proceso de alteración. Otro factor determinante en su génesis es el drenaje lateral, procedente de las porciones elevadas donde se encuentran los Andosoles dístricos, cuyas bases son removidas y depositadas en partes más bajas, favoreciendo la formación de los Cambisoles.

4. LUVISOLES

En este orden (FAO-UNESCO, 1989) se incluyen los suelos que poseen un alto contenido de arcillas en el horizonte B, y que han sufrido un intemperismo moderado, de manera que contienen importantes cantidades de bases (la saturación de bases es $>35\%$ en la parte más baja del perfil). De acuerdo con la clasificación francesa (Duchaufour, 1984), los Luvisoles corresponden a suelos empardecidos templados "lavados", los cuales desarrollan un horizonte argílico y con los Alfisoles de la clasificación americana (Soil Taxonomy, 1990).

Generalmente, los Luvisoles se encuentran en geofomas jóvenes, estables, de poca pendiente, planas u onduladas, donde no han actuado de manera importante los procesos erosivos y las perturbaciones edáficas, por lo menos durante los últimos mil años (Buol, et al. 1981).

Con respecto al material parental, los Luvisoles se producen a partir de materiales sedimentarios no consolidados, con una permeabilidad moderada que permita el paso del agua y el consecuente proceso de lavado. Son muy favorables los depósitos de tamaño del limo, arena fina y arcilla, no así los materiales arenosos, ya que su alta porosidad propicia un lavado demasiado rápido, impidiendo la acumulación de los materiales arcillosos existentes, y dando lugar a una podsolización.

También son comunes los Luvisoles desarrollados sobre materiales volcánicos, sobre todo de naturaleza básica, los cuales son fácilmente alterables, aportando una buena cantidad de minerales secundarios al suelo. Además su alta permeabilidad permite el paso del agua y el consecuente lavado de arcilla.

Los Luvisoles se forman bajo diferentes tipos de climas, pero predominan en regiones templadas húmedas y subhúmedas, con suficiente cantidad de agua y déficit de agua estacional en el suelo, que permita la migración de la arcilla y su acumulación dentro del horizonte B.

Para el área de investigación, los Luvisoles se presentan hacia la parte sur, donde el régimen de humedad es ústico (tabla 5, Fig. 13). Se desarrollan sobre andesitas basálticas, en laderas de pendientes poco pronunciadas (5-10%), en las partes topográficamente más bajas.

Los factores esenciales involucrados en su formación son el clima y el material parental, el cual aporta suficientes bases al perfil, así como minerales primarios que permiten la formación de arcillas. El clima actúa predominantemente en los procesos de alteración de minerales y en los de argilización.

El perfil que desarrolla este suelo es $A_1B_{21t}B_{22t}BCC$ (tabla 19). Posee un epipedón ócrico y el horizonte B presenta una estructura poliédrica, proporcionada por los argilanes (tabla 20).

El contenido de bases en el perfil es alto tanto en su parte superior, en el horizonte A₁, como en la porción inferior del horizonte B (tabla 19). Esto se encuentra en relación con el ciclo biogeoquímico para el caso del horizonte A₁, y con la retención de bases procedentes de la superficie, por parte de las arcillas, en lo que se refiere al horizonte B.

Los procesos involucrados en la génesis de estos suelos incluyen a dos, principalmente: la eluviación y la iluviación de arcilla y óxidos de hierro, previa descarbonatación (Buol, et al. 1981; Duchaufour, 1984; Fanning y Fanning, 1989). La disolución de los carbonatos y bicarbonatos favorece la liberación de arcillas finas, dejando grandes espacios, por los que posteriormente pasa la arcilla arrastrada de manera mecánica. La caolinita es la arcilla que más fácilmente sufre los procesos de eluviación e iluviación, dado que son más inestables que las esmectitas.

En la génesis de estos suelos es, también de importancia el tiempo, el cual debe ser lo suficientemente largo para que se den los procesos de formación del horizonte argílico. Estos procesos, como anteriormente se ha señalado son muy lentos y, en consecuencia, sumamente dependientes de este factor. Así, puede decirse que los Luvisoles son suelos más antiguos que los Andosoles, con mayor desarrollo y evolución.

De hecho estos suelos son antiguos y han sido sepultados parcialmente por distintos eventos volcánicos, de tal manera que, en algunos casos, han sido rejuvenecidos, dando lugar a la formación de Feozems lúvicos y Feozems en algunas localidades. Algunos perfiles muestran capas de fragipán y horizontes concrecionarios, lo que indica formación bajo condiciones climáticas diferentes a las actuales. Sin embargo, también es posible apreciar Luvisoles de formación más reciente.

La edad posible del material parental de estos suelos, posiblemente sea de 20,000 a 30,000 años.

Descripción del perfil

PERFIL 5

LUVISOL

Ubicación	18°59.8'N, 99°11'W	Régimen de humedad	Ustico
Altitud	1820 msnm	Material original	Andesita basáltica
Pendiente	10%	Vegetación	Bosque de encino, pastizal inducido
Sistema terrestre	S5		agricultura de temporal permanente

En este perfil se tienen tres horizontes: A, B, C, con subhorizontes B_{21t}, B_{22t}, BC, y Cx y colores en húmedo amarillos rojizos oscuros (tabla 19, foto 4).

H Profundidad CH	Horizonte	I Dib Tipo de tamaño y diámetro de partículas comp 3as										Lino	Arcilla	Clase Fes U.S.D.R	Limo/ Arcilla	322 22, uol	Solubles SI102 61203	C2 mm			
		Total		A		B		C		D									E		F
		Armas 05-005	Armas 05-010	Armas 05-020	Armas 05-030	Armas 05-040	Armas 05-050	Armas 05-060	Armas 05-070	Armas 05-080	Armas 05-090	Armas 05-100	Armas 05-110	Armas 05-120	Armas 05-130	Armas 05-140	Armas 05-150	Armas 05-160	Armas 05-170	Armas 05-180	
1 20-50	D21c	20	20	1	2	10	11	5	7	15	15	21	21	21	21	21	21	21	21	21	
1 20-100	D22c	20	20	1	2	10	11	5	7	15	15	21	21	21	21	21	21	21	21	21	
1 20-130	BC	25	20	44	5	6	15	5	6	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
1 20-150	CA	25	25	10	4	11	25	9	12	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	
PI Profundidad		C/N		Carbonato		Densidad en agua		SCT		GGID		Arcilla total		Carbig		Carbig		Carbig		Carbig	
CH		%		%		%		%		%		%		%		%		%		%	
1 D-20	4.20	0.35	16.00	2.40	1.40	1.30	1.43	0.012	35.7	25.5	12.2	3.0	5.00	5.30	5.30	5.30	5.30	5.30	5.30	5.30	5.30
1 25-60	0.70	0.03	20.00	3.7	1.40	1.32	1.40	0.035	26.7	24.7	16.2	9.0	4.65	5.60	5.60	5.60	5.60	5.60	5.60	5.60	5.60
1 30-100	0.15	0.02	30.00	5.1	1.45	1.32	1.43	0.010	30.2	27.9	15.2	3.2	4.80	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50
1 30-150	-	-	-	5.1	1.45	1.32	1.43	0.010	30.2	27.9	15.2	3.2	4.80	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50	5.50
Bases extraibles		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a		EP2a	
CH		%		%		%		%		%		%		%		%		%		%	
1 20-50	10.40	0.22	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
1 20-100	11.50	0.20	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
1 20-150	12.20	0.22	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
1 20-130	13.10	0.60	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
1 20-150	8.00	0.25	2.11	4.89	12.25	18.70	37.59	87.59	143.0	0.02	1.62	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46
Clase textural		R		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla	
CH		%		%		%		%		%		%		%		%		%		%	
		R		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla		Arcilla	
		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra	
		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra		Mra	

Tab. 1a 19 Analisis de laboratorio del perfil 5 correspondiente a un Luvisol

El epipedón es un horizonte ócrico, con un espesor de 20cm, una textura arcillosa y estructura mijagosa fuerte, que pasa a ser en bloques angulares y subangulares en el resto de los horizontes, a excepción del C y Cx, donde la estructura es masiva (tabla 20).

Tabla 20. Descripción de las propiedades físicas del perfil 5, Luvisol.

Horizonte	Color húmedo	Textura	Estructura	Películas	Límite con C	Consistencia seco	Consistencia húmedo
A	7.5YR 3/2	Arcilla	migajosa fuerte, muy gruesa, media	delgadas discont. zonales	Abrupto	extr. duro	firme
B _{21t}	7.5YR 4/4	Arcilla	bloques ang. fuerte, media gruesa, fina	delgadas discont.	Abrupto	extr. duro	extr. firme
B _{22t}	5YR 3/4	Arcilla	bloques ang. fuerte, gruesa	delgadas discont. zonales	Abrupto	extr. duro	muy friable
BC	7.5YR 3/2	Arcilla	bloque subang. fuerte, gruesa, fina mediana	medianas zonales delgadas zonales	Abrupto	extr. duro	muy friable
C	7.5YR 4/4 10YR 4/2 7.5YR 5/6	migajón arcillo-arenoso	masiva	delgadas zonales		extr. duro	extr. firme
Cx	7.5YR 4/4 7.5YR 3/2	migajón arenoso	masiva	sin películas	Gradual	extr. duro	extr. firme

Posee un horizonte iluvial argílico con colores que lo sitúan en la subunidad de crómicos. No muestra restricciones en profundidad y se caracteriza por una textura fina, de clase arcillosa, con evidencias claras de iluviación, como son argilanes sobre los pedos y silanes en poros y tubos de raíces.

La densidad en masa en A de 1.43 g/cm³, aumentando con la profundidad hasta 1.7 g/cm³ a 15 bars, valor que muestra compactación en Cx. El factor de extensibilidad lineal es de 0.015% en A, encontrándose el valor máximo en B_{22t}, los cuales, sin embargo son bastante bajos, indicando que los materiales arcillosos poseen muy poca extensibilidad.

El índice de arrastre arroja valores >2, reflejando una fuerte migración de arcillas hacia los horizontes de acumulación, lo que hace patente el proceso de argilización que sufren estos suelos; en el horizonte C se presenta un empobrecimiento, probablemente por arrastre lateral, que predomina sobre el lavado vertical (?).

La relación limo/arcilla en todo el solum es característica de suelos con un complejo de alteración muy bien desarrollado, constituido, principalmente, por arcillas del grupo del caolín, óxidos de Fe, Si y Al (tabla 21, figura 19A) y por fracciones pequeñas de minerales

intemperizables -feldspatos- (<15% en la fracción 20-200 μ) y algunos granos de cuarzo.

Los contenidos de Fe libre son moderados, probablemente, porque la mayoría del Fe está íntimamente asociado y retenido en la superficie de las arcillas (en forma de ferranes) o bien está formando complejos con la materia orgánica.

El complejo adsorbente se caracteriza por una CIC, en general, moderada, dada por la presencia de cloritas edafogénicas y haloisitas. El valor de capacidad delta resulta también moderado, lo que, en términos generales, indica la presencia escasa de amorfos del tipo del alofano. Esto se confirma con los bajos contenidos de Si y Al solubles y por los valores de pH en NaF menores o iguales a 9.

La descarbonatación es fuerte, sin embargo, la relación S/T es alta (>90%). Los pH en agua son, en ocasiones, muy ácidos, lo que ha propiciado, entre otras cosas, la presencia significativa de Al intercambiable. La relación Ca/Mg es normal, no así la relación (Ca+Mg)/K que indica claramente una deficiencia acentuada de Ca.

Las relaciones de arcilla total (0.5-2 μ) con CIC, Fe y contenido de agua a 15 bars son muy típicas de Alfisoles (Soil Taxonomy, 1990).

Dentro de un marco biogeoquímico, el suelo se caracteriza por presentar altos contenidos de materia orgánica, carbono y nitrógeno. Sin embargo, la relación C/N señala deficiencias de nitrógeno mineralizable por microorganismos, ésto debido, probablemente, a que una gran cantidad de NH_4 está fijado en las arcillas. Los valores de pH, desde luego, influyen, ya que limitan la actividad bacteriana y favorecen la actividad fungal. Bajo estas condiciones, teóricamente, se propicia la formación de un humus poco activo, tipo moder.

Este perfil muestra caracteres diagnósticos de condiciones de hidromorfismo estacional (pseudogley) representadas por una acumulación edafogénica de nódulos de Mn, ferranes y moteado ocre que, probablemente, fueron producidos por un régimen de humedad más acentuado que el actual (ácrico-ústico ?).

La alteración que ha sufrido este perfil es muy intensa, como lo demuestran los índices de alteración e intemperismo (tabla 22, figuras 19B y 19C). Los valores de Bilzi y Ciolkosz para determinar el desarrollo relativo del perfil, son de 27.4 para el A, de 27.1 para el horizonte BC y de 26.3 B_{22t}, los cuales resultan ser los más desarrollados, siguiéndoles el B_{21t} con 19.2; el Cx registra un índice de 8.4, valor índice para evidenciar la presencia de capas en el suelo (tabla 23).

Por sus caracteres de horizontes diagnósticos, el suelo clasifica como un Acuic-udal. La mayoría de estos suelos, según Soil Taxonomy (op cit.) se han formado bajo condiciones climáticas más húmedas y frías que las que actualmente existen en el área de estudio,

Tabla 21. Complejo de alteración del perfil 5

Horizonte	Arc. (%)	Fe libre(%)	C(%)	Sat. bases(
A1	46.00	2.70	4.20	94.80
B21t	50.00	3.30	2.00	88.63
B22t	57.00	3.70	0.70	90.63
BC	44.00	4.50	0.55	93.30
C	18.00	5.10		98.56
Cx	10.00	5.50		97.59

Tabla 22. Indices de alteración del perfil 5.

Horizonte	Sa	Ses	Bases	Lixiv.	Intemperis
A	2.464	2.069	0.922	0.372	42.217
B21t	2.942	2.545	1.157	0.372	46.386
B22t	2.737	2.142	1.184	0.406	54.213
BC	2.752	2.258	1.131	0.447	53.449
C	3.305	2.852	1.372	0.572	56.508
Cx	3.743	3.220	1.399	0.713	58.707
roca	6.423	5.340	1.991	1.000	68.515

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

atribuyéndoles una edad mayor que 10,000 años y situando su formación en el Pleistoceno tardío.

Tabla 23. Valores de Bilzi y Ciolkosz, calculados para el Perfil 5

Horiz.	Color		Estruc.	Pelíc.	Límite	Consistencia		Total
	húmedo	Text.				seco	húmedo	
A	3.0	5.0	11.5	2.9	3.0	0.0	2.0	27.4
B _{21t}	0.0	5.0	10.2	3.0	1.0	0.0	0.0	19.2
B _{2t}	2.0	5.0	10.5	2.8	2.0	0.0	4.0	26.3
BC	3.0	5.0	9.6	2.5	3.0	0.0	4.0	27.1
Cx	0.4	4.0	0.0	2.0	2.0	0.0	0.0	8.4

Fig. 19A. Relacion entre el complejo de alteracion y profundidad del Perfil 5

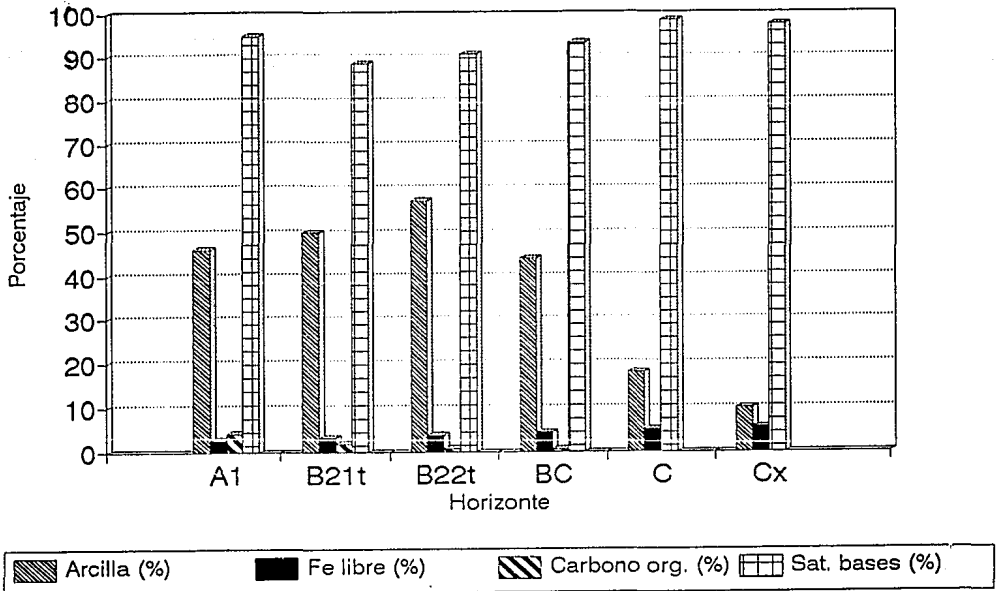


Fig 19B. Relacion entre indices de alteracion y profundidad del perfil 5

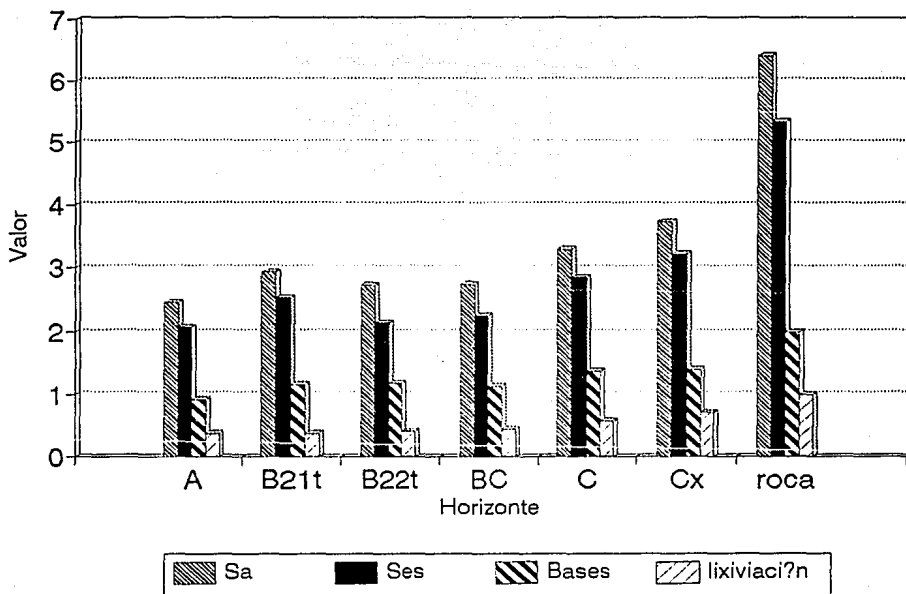
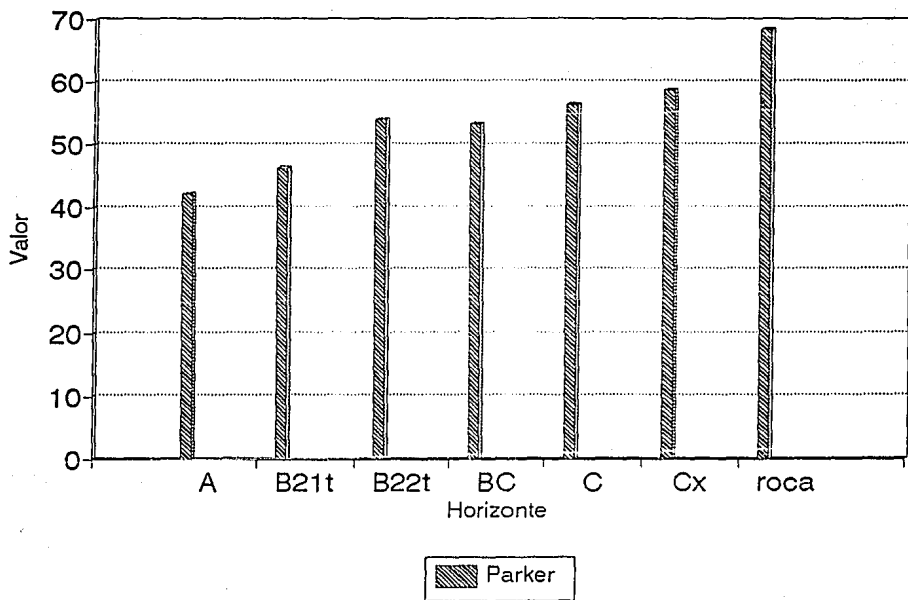


Fig 19 C. Relacion entre el indice de imterperismo y profundidad del perfil 5



5. ACRISOLES

Los Acrisoles (FAO-UNESCO, 1989) son suelos forestales, minerales, con bajo contenido de bases, que se desarrollan en regiones templadas o tropicales. Se forman en terrenos geológicos antiguos, pleistocénicos o más viejos, donde los procesos edafogénicos han tenido tiempo de dar al suelos un perfil profundo y un fuerte intemperismo a los minerales primarios, lixiviando las bases o siendo retenidas por la vegetación existente.

Estos suelos corresponden a los llamados Ultisoles de la clasificación americana (Soil Taxonomy, 1990) y a los suelos ferruginosos de la clasificación francesa, los cuales, se consideran, formados en una etapa intermedia entre la fersialitización (formadora de Alfisoles) y la ferralitización (formadora de Oxisoles) (Duchaufour, 1984).

Los Acrisoles de la zona estudiada se localizan en la parte sur, cerca del poblado de Santa Catarina, Mor. Poseen un perfil profundo, alcanza e incluso es mayor que 2 m, con el desarrollo de horizontes: $A_1B_1B_2tB_3C$ y Cx (tabla 24). El horizonte A_1 es de 15 a 20 cm de espesor, de color pardo oscuro. Cuando las condiciones de drenaje son buenas y rápidas, se desarrolla un epipedón ócrico de color claro. A veces presentan un horizonte A_2 , de lavado, de color pardo amarillento, que alcanza los 60-80 cm de profundidad. El horizonte argílico, B_t , es de color rojo, pardo u ocre, con estructura poliédrica y presencia de argilas poco definidos (tabla 25)

Predomina la caolinita entre los minerales arcillosos, originada por neoformación. Poseen arcillas 2:1 en menor cantidad y algunos minerales poco alterables como el cuarzo. La desilicificación no es tan marcada para llegar a formar gibsita en cantidades considerables.

Este tipo de suelos se forman bajo materiales parentales variables; pueden ser rocas ígneas ácidas o básicas, sedimentarias o metamórficas, con la condición de que tengan un alto índice de permeabilidad que permita la percolación del agua, la alteración de los minerales primarios y la lixiviación de las bases. Localmente, el material parental, al parecer, es una roca volcánica de naturaleza básica o intermedia. El clima puede ser templado húmedo o tropical seco, cuestión que, junto con la roca madre, únicamente va a acelerar o retardar los procesos de alteración mineralógica y de formación de los horizontes.

El factor edafogénico más importante es el tiempo, ya que, por lo general, los Acrisoles aparecen sobre terrenos antiguos, debido a que su evolución es más lenta que la de otros órdenes. Sin embargo, comparados con los oxisoles, los Acrisoles corresponden a la etapa inicial de la edafogénesis.

La alteración de estos suelos se define como una caolinitización, principalmente, donde las arcillas 2:1 pierden sílice y forman caolinita:

montmorilonita, illita -----> caolinita
- SiO₂

y donde los feldespatos son alterados también a caolinita

feldespato + intemperismo -----> caolinita

quedando únicamente los minerales más resistentes.

Junto con este proceso interviene la lixiviación de las bases y un lavado moderado de arcilla. En este lavado, las arcillas 2:1 son eliminadas en primer lugar, debido a que son más móviles que la caolinita, formando argilanes poco definidos.

Posterior a la caolinitización, se tiene una reducción parcial del hierro, transformándose la hematita a goetita, con un cambio de coloración en el perfil. Al parecer, hay, además, una desestabilización de la caolinita, siendo eluviada de los horizontes superficiales.

En los suelos de esta región han actuado, además de los mencionados, otros procesos que han modificado su evolución, destacando: aportaciones de nuevos materiales, erosión y sepultamiento. Asimismo, las variaciones climáticas cuaternarias, sobre todo del Pleistoceno Superior -presumiblemente la Wisconsin-, se han hecho evidentes en este tipo de suelos, por lo que su estudio se hace aún más complejo.

De hecho, se piensa que estos suelos se han formado bajo condiciones ambientales diferentes de las actuales, aunque, en ocasiones, han sido rejuvenecidos gracias al aporte de nuevos materiales, producto de erupciones volcánicas más recientes.

Su distribución es amplia, aunque la gran mayoría se encuentran sepultados. Sin embargo, se han observado en múltiples localidades a lo largo del Eje Neovolcánico. En la zona, su representación es limitada, ya que muchos de ellos han sido destruidos por los eventos naturales y por el crecimiento urbano y agrícola.

Por las características físicas y químicas que poseen (tablas 24 y 25), los Acrisoles fueron originados bajo un intemperismo acentuado, en teoría, en un clima boreal (Espinosa y Rzedowsky, 1968). La existencia de capas de fragipán y la alta densidad en masa (tabla 24) involucran una compactación a causa de un agente externo, quizá nieve o hielo. Esta consideración lleva a pensar que, efectivamente, las condiciones de formación de los suelos fueron boreales, presentes durante la última glaciación que afectó la zona. Otra característica común en estos suelos es la presencia de horizontes concrecionarios, donde aparecen nódulos de Mn, Fe y moteados color ocre. Estas estructuras, también, evidencian la existencia de grandes cantidades de agua dentro del perfil, que permitieron la solubilización de los compuestos para su posterior depositación en otro horizonte.

En resumen, esta unidad constituye un paleosuelo, el cual ha adoptado diferentes características. Existen perfiles completos, que se encuentran sepultados por nuevos materiales volcánicos. Otros más

representan perfiles complejos y poligenéticos, al haber sido rejuvenecidos por dichos materiales. Finalmente, hay perfiles que han sido erosionados, por lo que su expresión superficial se encuentra truncada.

Es por esta razón, que el estudio de estos suelos es complejo, teniendo que involucrar un gran número de variables y hacer estudios paleoclimáticos y paleoambientales profundos.

Asimismo, las altas temperaturas, producidas por los eventos volcánicos, han destruido ciertas evidencias que hubieran podido ayudar a establecer mayores criterios para el análisis. Tal es el caso del polen y esporas, cuyo estudio no trajo resultados concluyentes.

Descripción del perfil

PERFIL 6	ACRISOL	
Ubicación	18°59'N, 99°10.5'W	Régimen de humedad Ustico
Altitud	1780 msnm	Material parental ?
Pendiente	2%	Vegetación original holoártica
Sistema terrestre	S5	Actual: bosque de encino, pastizal, agricultura de temporal

En este perfil se tienen tres horizontes: A, B, C, con subhorizontes B_{21t}, B_{22t}, B_{23t}, B_{24t}, B_{3t} y Cx, con colores en húmedo rojos amarillentos oscuros (tablas 24 y 25). El epipedón es un horizonte ócrico, con un espesor de 15 cm, una textura franca y estructura migajosa fuerte, que pasa a ser en bloques angulares y subangulares fuerte en el resto de los horizontes, a excepción del C y Cx, donde es masiva.

Los análisis indican la presencia de un suelo forestal muy lixiviado y alterado con características morfológicas similares a las del perfil 5 (Luvisol).

Su granulometría evidencia la presencia de un horizonte superficial de textura media que incrementa claramente sus contenidos de arcilla con la profundidad, constituyendo un horizonte B_t muy diagnóstico. El índice de arrastre de arcilla así como de Fe es >1.5, alcanzando índices próximos a 2, lo que habla de una evolución intensa. La relación limo/arcilla en el solum, principalmente en B, lo confirma.

La densidad en masa en A de 1.43 g/cm³, aumentando con la profundidad hasta 1.6 g/cm³ a 15 bars, reflejando la compactación de los horizontes. El factor de extensibilidad lineal es de 0.015% en A, encontrándose el valor máximo en B_{23t}.

El contenido de agua a 1/3 bar es de más del 20% para los horizontes B y C, siendo un poco menor en A y en Cx (19 y 16.7%,

Profundidad cm	Horizonte	I Bib Tajo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3a1										R e s e n a										Clase USDA-R	Limo/ Arcilla	382 vol 2,2, vol Cemento						
		Total		Arcilla < 0,02		Fines 0,05-1		Mediana 1,5-2,5		Mediana 2,5-4		Mediana 4-10		Mediana 10-20		Mediana 20-40		Mediana 40-80		Mediana 80-150					Clase FMS-A	Clase FM	Clase FC	Clase MC	Clase CC	
		2,0-0,05	< 0,02	0,05-1	1,5-2,5	2,5-4	4-10	10-20	20-40	40-80	80-150	%	Mediana mm	%	Mediana mm	%	Mediana mm	%	Mediana mm	%	Mediana mm									%
0-15	B1	2,00	0,02	0,15	0,15	1,70	1,70	3,50	3,50	5,50	5,50	10,00	10,00	15,00	15,00	20,00	20,00	30,00	30,00	40,00	40,00	C	MC	1,55						0,37
15-35	B2	2,00	0,02	0,15	0,15	1,70	1,70	3,50	3,50	5,50	5,50	10,00	10,00	15,00	15,00	20,00	20,00	30,00	30,00	40,00	40,00	MC	MC	1,55	0,37	TE				
35-55	B22c	231,6	25,9	42,5	1,1	1,5	17,5	2,3	4,3	22,0	43,5	4,3	21,0	35,0	4,3	21,0	35,0	4,3	21,0	35,0	4,3	R	R	0,82	0,35	TE				
55-75	B23c	231,6	25,9	42,5	1,1	1,5	17,5	2,3	4,3	22,0	43,5	4,3	21,0	35,0	4,3	21,0	35,0	4,3	21,0	35,0	4,3	R	R	0,82	0,35	TE				
75-105	C	38,7	25,2	23,8	0,1	0,2	8,2	20,5	3,9	5,0	35,0	5,0	35,0	25,3	5,0	35,0	25,3	5,0	35,0	25,3	5,0	MC	MC	0,37	0,37	TE				
105-135	Ch	40,2	26,7	21,1	2,8	3,4	8,9	21,7	3,4	5,4	35,3	3,4	35,3	25,3	3,4	35,3	25,3	3,4	35,3	25,3	3,4	MC	MC	1,53	0,37	TE				
Profundidad cm	Gráfico %	624 2	C/H %	Carbonato CaCO ₃ %	Cál %	Densidad ent. de campo g/cm ³	Capto 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar	Mediana 1/3 bar			
0-15	3,20	0,220	15,0	4,5	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45		
15-35	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40		
35-55	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
55-75	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
75-105	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
105-135	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
135-165	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
165-195	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
195-230	3,1	0,220	13,0	4,2	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	
Profundidad cm	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1	624 1		
0-15	2,7	1,20	0,09	0,8	10,2	5,99	11,2	34,42	0,30	0,45	5,11	0,50	2,85	5,35	1,80	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35
15-35	0,9	0,50	0,05	0,4	10,6	2,05	9,2	22,29	1,10	0,39	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35
35-55	0,9	0,50	0,05	0,4	10,6	2,05	9,2	22,29	1,10	0,39	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35
55-75	0,9	0,50	0,05	0,4	10,6	2,05	9,2	22,29	1,10	0,39	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35	5,77	0,42	1,80	2,35
75-105	0,5	0,30	0,02	0,2	11,1	1,12	8,5	13,18	3,63	0,20	5,59	0,29	1,67	2,67	0,20	5,59	0,29	1,67	2,67	0,20	5,59	0,29	1,67	2,67	0,20	5,59	0,29	1,67	2,67	
105-135	0,1	0,10	0,02	0,2	11,1	0,42	8,0	5,56	5,70	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20
135-165	0,1	0,10	0,02	0,2	11,1	0,42	8,0	5,56	5,70	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20
165-195	0,1	0,10	0,02	0,2	11,1	0,42	8,0	5,56	5,70	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20
195-230	0,1	0,10	0,02	0,2	11,1	0,42	8,0	5,56	5,70	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20	4,09	0,20

62 Le 24 Analisis de laboratorio del perfil 6, correspondiente a un arcilloso

Tabla 25. Descripción de las propiedades físicas del perfil 6, Acrisol.

Horizonte	Color húmedo	Textura	Estructura	Películas	Límite con C	Consistencia seco	Consistencia húmedo
A ₁	5YR 2/2	Franco	migajosa fuerte, muy gruesa, media	sin películas	Abrupto	lig. duro	friable
B ₁	5YR 3/4	migajón arcill.	bloques ang. fuerte, media gruesa, fina	delgadas espesas moder. esp. zonales	Abrupto	muy duro	firme
B _{21t}	7.5YR 5/8 5YR 4/4	migajón arcill.	bloques ang. fuerte, gruesa	moder. esp. esp., delg. descont.	Abrupto	extr. duro	friable
B _{22t}	5YR 3/3	Arcilla	bloques ang. fuerte, gruesa mediana	espesas continuas	Abrupto	extr. duro	firme
B _{23t}	5YR 3/3	Arcilla	bloques ang. fuerte, mediana	esp. cont. delgadas zonales	Abrupto	extr. duro	muy firme
B _{24t}	5YR 4/4	migajón arcill.	bloque subang. moderada, gruesa, muy gruesa	moder. espesas descont.	Abrupto	duro lig. duro	firme
B ₃	7.5YR 4/4	migajón arcill.	bloque subang. moderada gruesa,	delgadas zonales	Claro no regular	duro	friable
C	7.5YR 5/6	Franco	masiva	delgadas zonales		duro	friable
Cx	7.5YR 4/4 7.5YR 3/2	Franco	masiva	sin películas	Abrupto	extr. duro	extr. firme

Observaciones:

En A₁ se tienen abundantes raíces finas, muy finas

y gravas del tamaño de gránulos redondeados.

En B₁ se presentan gránulos subredondeados de color rojo

En B_{21t} hay pocas raíces finas, restos de materiales volcánicos

y gravas de tamaño de guijas y guijarros.

En B_{24t} hay pocas raíces muy finas

En B₃ se tienen abundantes raíces finas, minerales ferromagnesianos, material carbonizado

Tabla 21. Complejo de alteracion del perfil 5

Horizonte	Arc. (%)	Fe libre(%)	C(%)	Sat. bases(
A1	46.00	2.70	4.20	94.80
B21t	50.00	3.30	2.00	88.63
B22t	57.00	3.70	0.70	90.63
BC	44.00	4.50	0.55	93.30
C	18.00	5.10		98.56
Cx	10.00	5.50		97.59

Tabla 22. Indices de alteracion del perfil 5.

Horizonte	Sa	Ses	Bases	Lixiv.	Intemperis
A	2.464	2.069	0.922	0.372	42.217
B21t	2.942	2.545	1.157	0.372	46.386
B22t	2.737	2.142	1.184	0.406	54.213
BC	2.752	2.258	1.131	0.447	53.449
C	3.305	2.852	1.372	0.572	56.508
Cx	3.743	3.220	1.399	0.713	58.707
roca	6.423	5.340	1.991	1.000	68.515

respectivamente). El pH en H₂O (1:1) es muy ácido, con valores que varían entre 5.5 y 4.7. Los valores de pH con NaF 1N (1:50) son menores que 9.

El complejo de alteración en estos suelos está constituido, principalmente, por caolinita, óxidos de Fe y de Al (tabla 26, figura 20A). Los contenidos de minerales intemperizables, en la fracción de 20-200 μ son <10% en todos los horizontes. Este complejo de alteración es característico del orden Ultisol (Soil Taxonomy, 1990).

El complejo adsorbente está representado por valores de CIC bajos (<10 meq/100 g), típicos de arcillas caoliniticas. La relación S/T en todos los horizontes es menor que 35%, proporcionándole un carácter dístico. Estas propiedades indican acidificación intensa en el perfil con valores de pH promedio de 4.2 donde se implica una solubilización alta de Fe, Al y Mn y una retención elevada de P.

Los contenidos de bases intercambiables dan un valor S muy bajo, con excepción de A, menor que 2. Las relaciones de arcilla total, CIC y retención de agua a 15 bars son características de suelos con procesos intensos de caolinitización.

El índice arcilla/hierro arroja valores de 5 a 6 en A y B, reflejando un proceso de argilización en el suelo. Los valores son más bajos en los horizontes que se encuentran a profundidades mayores que 105 cm. La alteración que ha sufrido este perfil ha sido intensa, tal como lo revelan los índices correspondientes (tabla 27, figura 20B). Sin embargo, se observa que este perfil ha sido rejuvenecido, de acuerdo a lo indicado por el índice de intemperismo, el cual señala que se trata de un suelo químicamente joven (figura 20C).

Los valores de Bilzi y Ciolkosz son de 26 para el horizonte A, de 37.5 y 37.6 para los horizontes B_{22t}, B_{23t}, los cuales se considerarán los de mayor evolución; el Cx registra un índice de 12.6 (tabla 28), siendo el menos evolucionado, junto con el B_{3t}.

Tabla 28. Valores de Bilzi y Ciolkosz, calculados para el Perfil 6 :

Horiz.	Color húmedo	Text.	Estruc.	Pelíc.	Límite	Consistencia seco	Consistencia húmedo	Total
A	8.0	0.0	12.0	2.0	3.0	1.0	0.0	26.0
B ₁	5.0	4.0	10.0	6.0	3.0	2.0	1.0	27.6
B ₂₁	3.6	4.0	11.0	4.0	3.0	3.0	0.0	28.6
B _{22t}	6.0	8.0	10.5	6.0	3.0	3.0	1.0	37.5
B _{23t}	6.0	8.0	10.0	4.6	3.0	3.0	3.0	37.6
B ₂₄	4.0	4.0	9.5	4.0	3.0	0.5	1.0	26.0
B ₃	3.0	4.0	9.0	0.0	3.0	0.0	0.0	19.0
Cx	3.6	0.0	0.0	2.0	3.0	1.0	3.0	12.6

Desde el punto de vista bioquímico, con excepción del epipedón, son deficientes den materia orgánica y pobres en nitrógeno. Los valores observados en el horixonte B se deben, fundamentalmente, a una actividad microbiana muy limitada que propicia una biodegradación de la materia orgánica muy lenta. La mineralización del nitrógeno es muy restringida. El tipo de humus, posiblemente, corresponda a un tipo mor.

Es un suelo con una génesis muy compleja que presume un ciclo largo de formación bajo condiciones climáticas periglaciares y un paleoambiente boreal. Con frecuencia, estos suelos se consideran relictos y, cuando están sepultados, fósiles. Las pruebas hechas con C^{14} indican edades del Pleistoceno tardío.

Los suelos que afloran, generalmente, muestran perfiles poligenéticos propiciados por la alteración bioclimática actual. Con frecuencia, las adiciones de materiales piroclásticos ha propiciado un rejuvenecimiento en sus características químicas y, bajo condiciones de manejo agrícola, se ha llegado a formar un perfil cultural que, a veces, muestra horizonte mólico u horizonte plagen.

Fig.20A. Relacion entre el complejo de alteracion y profundidad del perfil 6

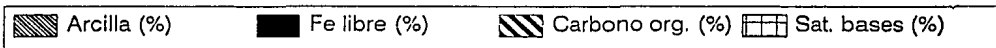
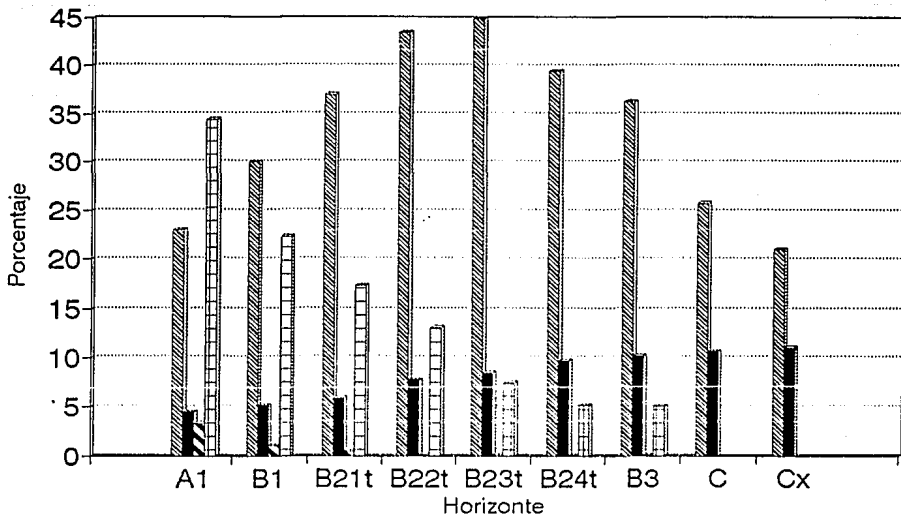


Fig 20B. Relacion entre indices de alteracion y profundidad del Perfil 6

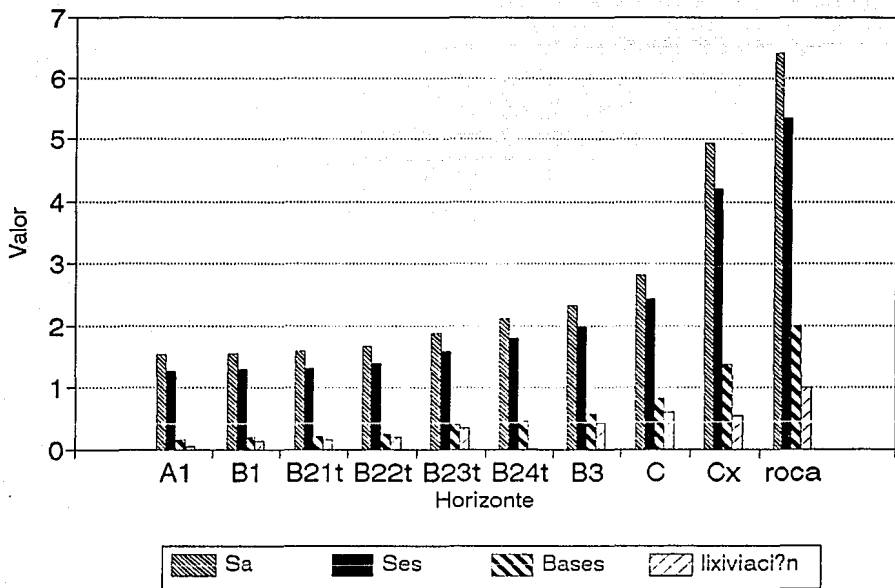
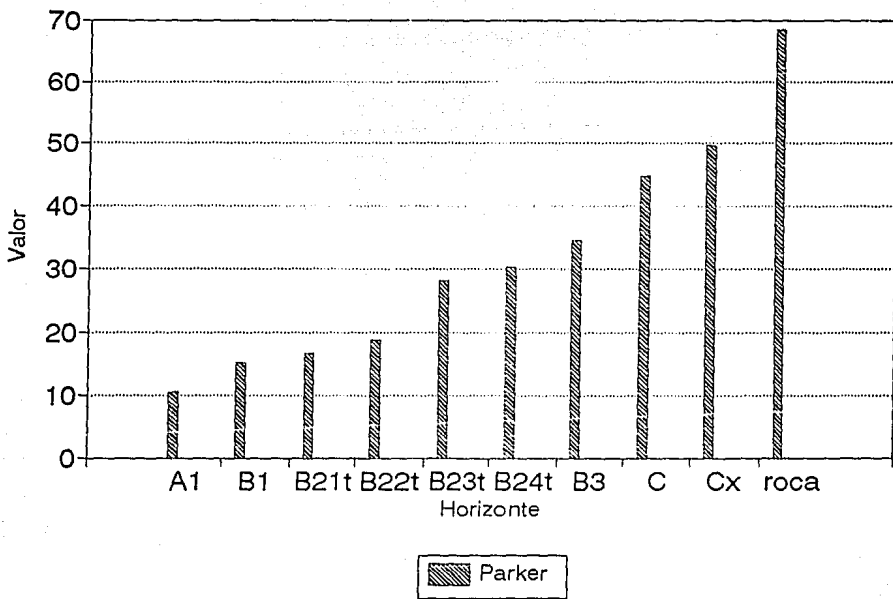


Fig 20C. Relacion entre el indice de intemperismo y profundidad del Perfil 6



V. DISTRIBUCION Y PROCESOS INVOLUCRADOS EN LA GENESIS DE SUELOS

Con base en la discusión de las unidades de suelos presentes en la zona, se concluye que existe una intergradación entre ellas. Su génesis está condicionada, principalmente, por el régimen de humedad y el material parental, mientras que su distribución es controlada por el relieve, formando catenas de suelo bien definidas.

La figura 21 muestra la distribución de suelos, roca, vegetación y edafoclima, a lo largo de un perfil topográfico idealizado. En él se aprecian las intergradaciones y asociaciones entre las diversas unidades.

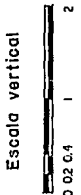
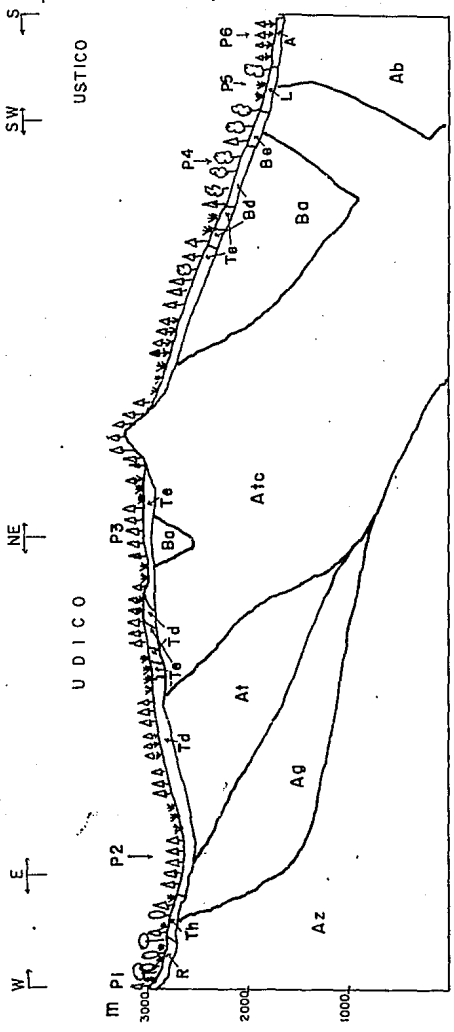
Los Rankers, tanto de erosión como alpinos, ocupan las elevaciones mayores, en la porción noroccidental del área, en un régimen de humedad údico, bajo una vegetación de bosque de pinos y de bosque mesófilo de montaña. Estos suelos gradúan a Andosoles húmicos hacia el oriente, los cuales se distribuyen al aparecer condiciones diferentes en el relieve, que impiden la formación de un horizonte humífero y la acumulación de las bases. La distribución es favorecida por el drenaje lateral, que lixivia las bases hacia posiciones más bajas.

Los Andosoles dístricos, localizados en la porción centro-norte, se encuentran sobre andesitas en un régimen de humedad údico, sobre materiales producidos por el volcán Tres Cruces. A medida que la roca se vuelve más básica (y más joven), los Andosoles dístricos se asocian con Andosoles eútricos, los cuales dominan en la porción oriental, sobre los derrames del Chichinautzin.

Hacia el sur la humedad y la altitud (3000-2000 m) cambian y, en consecuencia, la vegetación; el régimen de humedad se hace más seco, variando de údico a ústico, propiciando el desarrollo de horizontes (B) y originando Cambisoles con propiedades ándicas.

A elevaciones comprendidas entre 1900 y 1750 m, donde el régimen de humedad es ústico, el material parental, una andesita basáltica, y el relieve menos pronunciado, se presentan condiciones para la formación de arcilla y su eluviación e iluviación en un horizonte B_t, produciendo Luvisoles y Acrisoles. Sin embargo, estas unidades fueron formadas bajo condiciones ambientales diferentes de las actuales, por lo que se les ha considerado como Paleosuelos, cuestión que es evidenciada por los rasgos peculiares que presentan, como son: disminución de la porosidad y del espesor de los horizontes debido a una compactación diagenética; huellas de raíces fósiles, edafotúbulos y rizoconcreciones; halos de oxidación-reducción; horizontes concrecionarios y algunas capas de fragipán. Según la clasificación de Soil Taxonomy (1990) corresponden a Fragiudals, los cuales fueron formados en el Pleistoceno Superior.

Resumiendo las condiciones de formación para cada suelo, se presenta la tabla 29, donde se muestran los principales factores involucrados,



La escala vertical está exagerada

VEGETACION	UNIDADES DE SUELO	UNIDADES DE ROCA
Á	R	Ba
☉	Th	A1c
☉	Td	Ab
☉	Te	Ab
☉	Bd	Ag
☉	Be	Az
☉	L	
☉	A	
	Ranker	Basalto andesítico
	Andosol húmico	Andesita Tres Cruces
	Andosol districo	Andesita basáltica
	Andosol eútrico	Andesita Tezontle
	Cambisol districo	Andesita Gloria
	Cambisol eútrico	Andesita Zempoala
	Luvisol	
	Acrisol	

U. N. A. M. FACULTAD DE CIENCIAS.
 Maestría en Ciencias EDAFOLOGIA
 SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH
 Tesis de Grado
 1992.
 Fig. No 21 Perfil idealizado de distribución de rocas, suelos, edafoclima y vegetación

Tabla 29. Relación entre factores formadores y suelos.

Unidad de suelo	Material parental	Régimen humedad	Sistema terrestre	Vegetación ¹	Tiempo ²
Ranker	Andesita	údic	S1	Bosque de pino Bosque mesófilo	medio
Andosol húmico	Andesita	údic	S1	Bosque de pino Bosque mesófilo	medio
Andosol dístrico	Andesita	údic	S1, S2 S3	Bosque de pino pastizal inducido	breve
Andosol eútrico	Basalto andesítico	údic	S2 S3	Bosque de pino	muy breve
Cambisol	Andesita	údic-ústico	S3 S5	Bosque de encino-pino	breve
Luvisol	Andesita basáltica?	ústico boreal	S5	Bosque de encino holoártica	muy largo
Acrisol	?	boreal ústico	S5	Bosque de encino holoártica	muy largo

1 Además se tiene agricultura de temporal permanente en toda el área.

2 Tiempo de la edafogénesis

Tabla 30. Importancia de los factores en la génesis de suelos

Unidad de suelo	Material parental	Clima	Relieve	Organismos	Tiempo
Ranker	xx	xxx	xxx	xxx	xx
Andosol húmico	xxx	xxx	xxx	xxx	xx
Andosol dístrico	xxx	xxx	x	x	xxx
Andosol eútrico	xxx	xxx	x	x	xxx
Cambisol	xxx	xxx	x	x	x
Luvisol	xx	xxx	xxx	xxx	xxx
Acrisol	xx	xxx	xxx	xxx	xxx

xxx muy importante

xx importante

x moderadamente importante

mientras que en la tabla 30, se señala la importancia que posee cada uno de ellos en su génesis.

En Luvisoles y Acrisoles se está considerando a los factores bioclimáticos recientes (edafoclima ústico y vegetación de bosque de encinos) y los pasados (clima boreal y vegetación holoártica) para explicar su edafogénesis. La vegetación holoártica tuvo gran relevancia, por su efecto acidificante, aunque la vegetación actual no ha influido de manera notable.

Por otro lado, cabe resaltar que en los sitios donde las pendientes son muy acentuadas y la disección del relieve alta, no hay formación de suelos. En la roca dura se ha instalado una vegetación de Agaves, musgos, líquenes y otras especies pioneras. En algunos casos se tienen tierras misceláneas (Soil Survey Staff, 1975) -de escoria o de coluvión-, que, particularmente, forman un malpais, cuya composición predominante, se da en la tabla 31.

En esta tabla se puede observar que son capas muy poco profundas, y su contenido porcentual de óxidos muy semejante entre las que se han diferenciado (AC y C), aunque ya hay incorporación de materia orgánica en AC, como lo reflejan los valores más altos de carbono.

Tabla 31. Composición porcentual de tierras misceláneas (tierras de lava)

Prof. (cm)	Horizonte	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	C
0-35	AC	32.00	1.50	16.00	0.80	0.70	4.50
35-50	C	43.00	1.52	20.00	0.95	0.70	0.15
Basalto							
0-27	AC	31.00	1.40	10.63	1.80	0.75	5.20
27-45	C	43.63	1.39	11.20	2.20	1.71	0.35
Basalto							
0-25	A	35.10	1.40	29.20	1.70	2.15	7.10
25-40	AC	37.15	1.40	30.45	1.65	1.92	4.15
40-63	C	44.10	1.40	32.00	1.50	1.80	0.20
Ceniza basáltica							

La explicación de la ausencia de suelos en esta zona no es definitiva. Se piensa que la pendiente pronunciada (17-36%) provoca que las partículas que se alteran no se queden *in situ*, sino que son erosionadas. También, es posible que en esta parte del derrame del Chichinautzin, la roca sea más fácilmente disgregable que alterable, por su alta porosidad. Además, tales capas representan un tiempo cero de formación de suelo, por lo que no puede considerarse que ya se encuentren constituyendo Entisoles. Sin embargo, para hacer conclusiones al respecto, sería necesario hacer estudios más profundos para medir la resistencia y la mecánica de las rocas y medir su ángulo de estabilidad, entre otros detalles.

Por lo que concierne al desarrollo de los perfiles, de acuerdo con los índices de Bilzi y Ciolkosz, los valores más altos corresponden con los Acrisoles, destacando el horizonte B, siguiéndoles los Luvisoles (tabla 32, Fig. 22).

En cuanto a los Andosoles, los districos poseen mayor desarrollo que los eútricos, aunque las variaciones entre los valores son muy pequeñas. Sin embargo, estos últimos dirigen su mayor desarrollo en el epipedón, marcando una notable diferencia con el otro tipo de Andosol, el cual cuenta con los valores más altos en el horizonte B.

Esta situación evidencia que los suelos con mejor desarrollo son los que poseen un horizonte B, bien diferenciado, mientras que aquéllos con menor desarrollo son los que tienen un epipedón mejor definido, el cual alcanza su clímax con mayor rapidez, pero requiriendo más tiempo para el desarrollo del horizonte B (Duchaufour, 1984).

Tabla 32.- Valores generales de Bilzi y Ciolkosz con respecto al DRP.

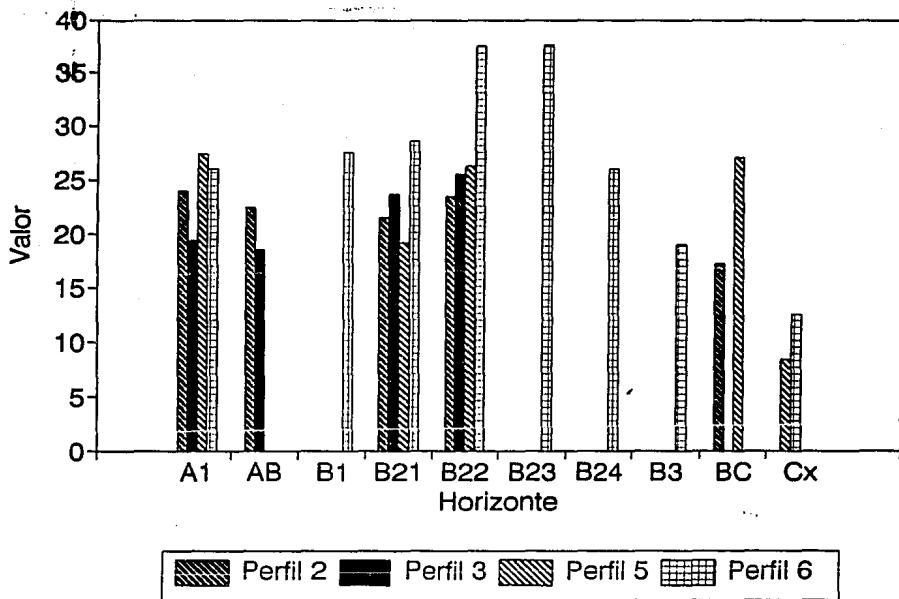
Horizonte	Andosol eútrico	Andosol dístico	Horizonte	Luvisol	Horizonte	Acrisol
A	24.00	19.40	A ₁	27.40	A ₁	26.00
AB	22.50	18.60	B _{21t}	19.20	B ₁	27.60
B ₂₁	21.50	23.70	B _{22t}	26.30	B _{21t}	28.60
B ₂₂	23.50	25.50	BC	27.10	B _{22t}	37.50
BC	17.27		Cx	8.40	B _{23t}	37.60
					B _{24t}	26.00
					B ₃	19.00
					Cx	12.60

Ahora bien, tomando en cuenta el índice de intemperismo de Parker (tablas 12, 16, 22 y 27, capítulo IV), el andosol eútrico muestra una evolución muy típica, marcando que los horizontes que se encuentran en desarrollo son los B₂₁ y B₂₂. En la figura 17C (cap. IV.2) puede observarse claramente la delimitación entre cada uno de ellos, corroborándose la clasificación de horizontes hecha en capítulos previos.

En el caso del Andosol dístico, la evolución parece ser más lenta y gradual que en el caso anterior, ya que, aunque los horizontes con mayor desarrollo son los B₂₁ y B₂₂, las diferencias entre los valores son más pequeñas y menos contrastantes con las del material original.

Los Luvisoles son suelos evolucionados que han tenido tiempo para formar sus horizontes, siendo el más desarrollado el B_{22t}, coincidiendo con los valores de Bilzi y Ciolkosz. Sin embargo, presenta pequeñas variaciones entre los valores, reflejando que ha alcanzado estabilidad con el medio (Fig. 19C, cap. IV.4).

Fig. 22. Desarrollo relativo del perfil
con los valores de Bilzi y Ciolkosz



Los Acrisoles son suelos muy antiguos y evolucionados, que, no obstante, han recibido nuevas aportaciones de materiales volcánicos y, en ocasiones, han sido rejuvenecidos, al igual que algunos Luvisoles. Así, su evolución continúa, y por las condiciones ambientales actuales, pueden derivar en Luvisoles y Feozem lúvicos. De hecho los valores obtenidos del índice de intemperismo muestran condiciones anómalas para este perfil (Fig. 20C, cap. IV.5), ya que se esperaría tuviera un fuerte desarrollo en sus horizontes A y B, en comparación con C y el material original. Sin embargo, la situación es totalmente contraria, presentándose el caso de que los horizontes C y Cx poseen los valores más altos. Esto se debe a que los horizontes superficiales han recibido aportes de materiales volcánicos recientes, de tal manera que el suelo químicamente se comporta como un suelo muy joven. No obstante, los valores de desarrollo relativo del perfil, anteriormente señalados y basados en características físicas, revelan que éste es un suelo con gran desarrollo.

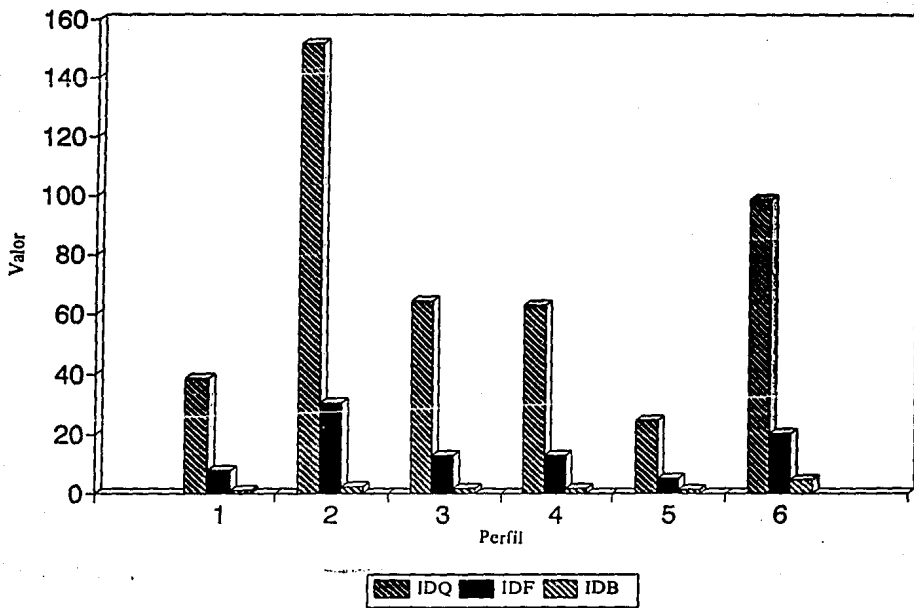
Con respecto al grado de alteración que poseen los suelos, se tiene que los Andosoles éútricos son los que arrojan los índices más altos de Sa -relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - y Ses -relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$, en comparación con los Andosoles dísticos (Figs. 17B y 18B, cap. IV.2). Los índices de contenido de bases revelan que los Andosoles éútricos poseen un mayor contenido que los dísticos, además de presentar valores más bajos de lixiviación. Esta situación lleva a considerar que los Andosoles éútricos han sufrido una mayor alteración, pero los materiales alterados no son lavados del perfil, sino son acumulados en los horizontes B₂₁ y B₂₂, corroborando que se encuentran en desarrollo.

Los Luvisoles y Acrisoles muestran una fuerte alteración (Figs. 19B y 20B, cap. IV.4 y 5), siendo más acentuada en los Acrisoles, ya que en éstos últimos la lixiviación es mayor y, por lo mismo, el contenido de bases es menor. Estos valores ratifican su clasificación y proporcionan bases para señalar que son suelos que han tenido mayor tiempo para formar sus horizontes, bajo un intemperismo bastante acentuado, que, como ya se ha mencionado, es producto de una alteración paleobioclimática intensa de carácter bioquímico, donde se favoreció el desarrollo de horizontes concrecionarios y capas de fragipán, entre otros rasgos mencionados previamente.

En cuanto a la degradación, todas las unidades de suelos investigadas muestran un riesgo ligero (<100) a la de tipo químico, a excepción de los Andosoles éútricos, donde los valores de 151.64 marcan un riesgo moderado (tabla 33, Fig. 23). Los Acrisoles poseen valores cercanos a 100 (98.61), lo que los sitúa en el límite entre una degradación ligera y moderada. De hecho, estos suelos han sufrido una fuerte lixiviación en su etapa de formación.

Con respecto a la degradación física (tabla 33), todas las unidades muestran un riesgo ligero, siendo los Andosoles éútricos los que presentan los valores más altos (30.41). Su posición en el relieve, es posible que favorezca su susceptibilidad a la degradación, ya que una pendiente suave permite que haya mayor incidencia de las factores ambientales. Por el contrario, los Andosoles dísticos se encuentran

Fig.23. Indices de degradacion quimica, fisica y biologica



más "protegidos", aunque su situación en el relieve origina que exista mayor drenaje lateral, provocando distrificación. En cuanto a los Luvisoles, estos suelos son los que poseen los valores más bajos (5.05), dada su mayor estabilidad estructural, proporcionada por las arcillas y los óxidos de hierro presentes.

El mayor riesgo a la degradación biológica lo tienen los Acrisoles (4.48), siendo los más estables los Rankers (0.88). Las otras unidades presentan un riesgo moderado.

Tabla 33. Índices de degradación química, física y biológica

Unidad	IDQ	IDF	IDB
Ranker	38.57	7.70	0.88
Andosol eútrico	151.64	30.41	2.15
Andosol dístrico	64.29	12.83	1.47
Cambisol	63.14	12.71	1.60
Luvisol	24.65	5.05	1.12
Acrisol	98.61	20.19	4.48

Los valores anteriormente señalados son teóricos, calculados para condiciones naturales del suelo y con base en las características climáticas de cada zona en particular. Por esta razón los riesgos pueden no corresponder a la realidad, ya que no se ha involucrado al factor humano, quien, al utilizar a los suelos de vocación forestal para cultivo, acelera los riesgos de degradación. Al talar los bosques, se contribuye con una rápida mineralización de la materia orgánica que proporciona la fertilidad inmediata. Sin embargo, al cambiar las condiciones naturales, la aportación de la materia orgánica es menor que la pérdida, llevando a la disminución de la fertilidad del suelo.

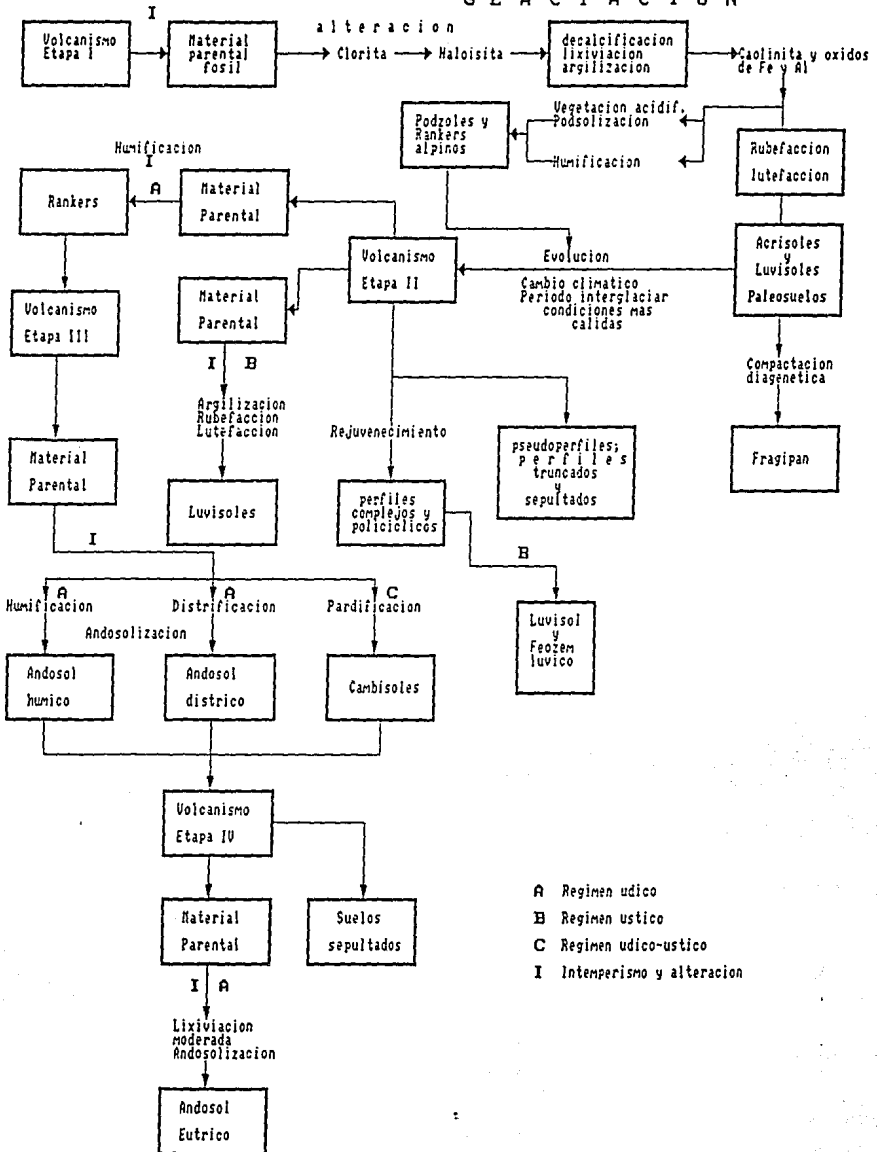
Al mismo tiempo, con la tala inmoderada se aumenta el riesgo a la degradación física y química, puesto que se elimina la cobertura vegetal original que protege al suelo. De esta forma se permite una mayor entrada de agua al sistema, originando que exista más lavado, menor estabilidad estructural y erosión.

Con respecto a los procesos que han actuado en la génesis de los suelos de la zona se ha construido la figura 24. En ella pueden observarse cuatro etapas de volcanismo para la formación del material parental, así como las condiciones ambientales presentes y los procesos de alteración particulares para cada caso.

Es importante remarcar, que las edades que se proponen para cada etapa de actividad volcánica, no corresponden con las del suelo, las cuales no ha sido posible cuantificar.

En la primera etapa de volcanismo, hace más de 30,000 años, se ha formado lo que sería un material parental "fósil", el cual, a través de un proceso de fuerte alteración y lixiviación, producido durante las condiciones reinantes en la última glaciación -hace aproximadamente 10,000 años, ha perdido gran parte de sus bases, y

GLACIACION



sus minerales primarios se han transformado a minerales secundarios. Los feldespatos han sufrido una sericitización y sialitización, mientras que los silicatos ferromagnesianos han liberado el hierro, se han cloritizado y alitizado parcialmente (ferruginización, según Duchaufour, 1984).

El suelo así formado ha sufrido una posterior decalcificación, lixiviación y argilización formando el complejo de alteración integrado por caolinita y óxidos de hierro y aluminio (Fig. 20A, tabla 26, cap. IV.5). Este suelo cae en el orden de los Ultisoles (Acrisoles).

En una fase posterior, el perfil es afectado por procesos de rubefacción y lutefacción y, a consecuencia del peso de la nieve acumulada sobre el suelo, se han formado capas de fragipán, a través de un proceso de compactación diagenética (Flores, et al., en prensa). Hay algunos suelos que no se lixivian tan notoriamente, debido al biociclaje, bajo una vegetación de latifoliadas, de tal manera que poseen un contenido de bases mayor, constituyendo así, Luvisoles.

Es posible que los suelos originados durante el periodo glaciario también hayan sido afectados por procesos de podsolización y humificación, bajo una vegetación fuertemente acidificante, dando lugar, hipotéticamente, a la formación de Podzoles y Rankers alpinos.

Una vez formados los Acrisoles, Luvisoles, Podzoles? y Rankers?, las condiciones climáticas cambian, volviéndose más cálidas. Otras etapas de volcanismo (II, III y IV) generan nuevos materiales parentales, al tiempo que rejuvenecen y sepultan gran parte de los suelos anteriormente formados. Bajo las condiciones ambientales actuales (régimen ústico), los suelos rejuvenecidos sufren procesos de melanización y pardificación, evolucionando a Luvisoles o Feozem lúvicos.

:

Por otro lado, las rocas procedentes de la etapa II del volcanismo (hace 22,000 años), bajo un régimen ústico, han sufrido intemperismo y alteración de los minerales primarios: cloritización, sericitización, sialitización, con formación predominante de caolinita. Posterior a esto se tiene el proceso de argilización para formar un horizonte B_t muy bien definido y que da a los suelos su tipogénesis (Luvisoles), los cuales, también, han sufrido procesos de rubefacción y lutefacción.

Bajo condiciones ambientales (régimen de humedad ústico) muy diferentes y con un material parental distinto, y quizá correspondiente a una etapa previa de volcanismo (intermedia entre I y II), se han tenido procesos de humificación, los cuales han formado Rankers de erosión y alpinos.

La tercera etapa de volcanismo, producida hace 19,000 años, ha generado otro material parental, el cual bajo un régimen de humedad ústico ha permitido la alteración de los minerales por medio de la hidratación del vidrio volcánico y la acidólisis y la complexólisis,

formando amorfos (alofano) y compuestos organo-minerales, es decir teniéndose una andosolización.

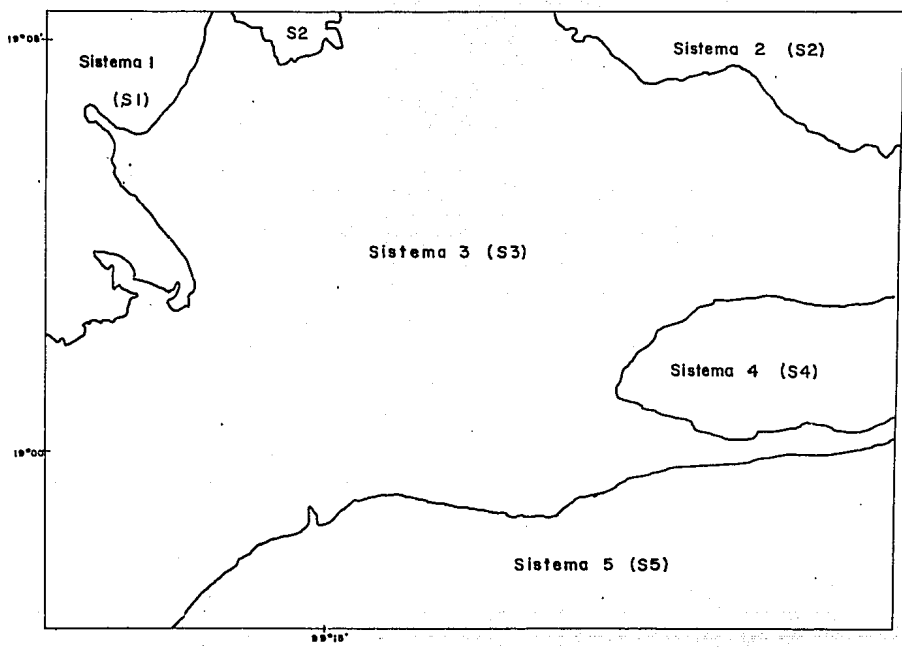
En los lugares en donde la vegetación es de bosque de pino y de bosque mesófilo, el proceso de humificación ha producido Andosoles húmicos. En otros casos, la humedad continúa, junto con el material parental de naturaleza intermedia, ha llevado a una distrificación, generando Andosoles dístricos. En el complejo de alteración de estos suelos dominan las bases, aunque en los horizontes superficiales su contenido es bajo (Fig. 18A, cap. IV.2). La mayor acumulación de arcilla se encuentra en A y en B₂₁, aunque las variaciones son muy pequeñas en relación al resto de los horizontes. Los valores de hierro libre y carbono orgánico son bajos, ya que estos elementos se encuentran formando compuestos organo-minerales.

En las regiones donde el régimen de humedad es ústico-údic, el suelo se encuentra bajo condiciones de menor alteración, donde se realizan transformaciones simples, permitiendo la formación de un horizonte cámbico. Las condiciones ambientales propician el empardecimiento del suelo a través del proceso de pardificación, formando Cambisoles.

En la última etapa de volcanismo que ha afectado la zona (hace 8,500 años), se ha formado un nuevo material parental, el cual es de naturaleza básica, bajo un régimen de humedad údic. La roca madre ha sufrido alteración: hidratación, acidólisis y complexólisis, formando Andosoles eútricos, dado que en este caso la lixiviación de las bases es moderada. El complejo de alteración de este suelo está integrado principalmente por bases, siguiéndole el contenido de arcilla, que es mayor en el horizonte A (Fig. 17A, cap. IV.2).

Así, se ha obtenido una concepción global del área investigada, con respecto a las unidades de suelo que en ella aparecen, su génesis, su dinámica y su evolución. Dichas unidades se encuentran distribuidas en cinco sistemas terrestres, cuya ubicación está dada en la figura 25. Estos sistemas han sido obtenidos por medio de los análisis geomorfológicos realizados y, como puede observarse en la figura 26, las características del relieve -geoformas, pendiente, disección- son muy diferentes en cada caso. El sistema 1 (a) presenta un relieve volcánico modelado por la erosión, mientras que el sistema 2 (b) muestra un relieve volcánico acumulativo, donde se aprecian algunos conos y derrames. El sistema 3 (c) se caracteriza por presentar pequeños aparatos volcánicos, con derrames de pendientes moderadas. A diferencia, el sistema 4 (d) presenta un derrame de pendientes pronunciadas. Por último, el sistema 5 (e) posee un relieve más suave, donde destacan algunos conos cineríticos de muy reciente formación.

En cada uno de los sistemas propuesto se ha integrado toda la información de relieve, litología, edafoclima, vegetación y suelos generada, exponiéndose a continuación sus principales características:



U. N. A. M.	FACULTAD DE CIENCIAS.
Maestría en Ciencias	EDAFOLOGÍA
SOLLEIRO REBOLLEDO ELIZABETH	

Fig.25. Distribución de los cinco Sistemas Terrestres

SISTEMA TERRESTRE 1 (S1)

Hacia la porción W y NW del área, a elevaciones >3000 m. Sistema de mesas con paredes escarpadas (Fig. 26a), con pendientes en sus superficies de 2°(3.4%), comprendiendo también derrames de lava con inclinaciones de 3-6°(5.2-10.5%). Disección general de 15-39 Km/Km². Densidad de disección de 1.5-2.5 Km/Km² y profundidad de erosión de 80-200 m.

Litología. Andesitas pertenecientes a la Formación Zempoala y andesitas de la Mesa La Gloria.

Régimen de humedad. Udico

Régimen de temperatura. Hipotérmico e isotérmico.

Vegetación. Bosque mesófilo y bosque de pino.

Suelos. Ranker, Andosol húmico, Andosol dístrico e inclusiones de Leptosoles en las partes escarpadas.

Procesos tipogenéticos. Humificación ácida, en el caso de los Rankers y Andosoles húmicos. Andosolización para los Andosoles.

Procesos formadores. Acumulación de materia orgánica, biodegradación y humificación. Para la andosolización es necesaria la hidratación, acididólisis y la complexólisis.

Procesos de alteración. Acidólisis, complexólisis, formación de polímeros de Fe-Al; disolución, hidrólisis, oxidación.

SISTEMA TERRESTRE 2 (S2)

A elevaciones >3000. Volcanes de lavas y piroclastos, conds cineríticos, derrames de lava, superficies de lavas y piroclastos. Volcanes con pendientes de 30-45°(57.7-100%). Los derrames poseen pendientes de 3 a 10°(5.2-17.6%). Se presentan planicies con pendientes menores a 2°(3.5%) (Fig. 26b). Disección del relieve < 30 Km/Km² y densidad de disección variable de norte a sur con valores de 0.93 a 2.5 Km/Km². La profundidad de erosión es de 5 a 30 m, aunque hay valores extremos de 50 m.

Litología. Basaltos andesíticos del volcán Chichinautzin, principalmente.

Régimen de humedad. Udico

Régimen de temperatura. Isotérmico.

Vegetación. Bosque de coníferas, pastizal y agricultura de temporal permanente.

Suelos. Andosol eútrico, principalmente; Andosol dístico, Regosol y tierras misceláneas en derrames de lava, escoria y en coluviones.

Procesos tipogenéticos. Andosolización.

Procesos formadores. Acidificación, lixiviación, adición y acumulación

Procesos de alteración. Acidólisis, complexólisis, hidratación, disolución, hidrólisis, oxidación.

SISTEMA TERRESTRE 3 (S3)

A elevaciones comprendidas entre 2000-3000 m, en la porción central del área de estudio. Principalmente el área es ocupada por derrames de lava y un aparato volcánico con pendientes de 30-45° (57.7-100%). Los derrames, en su mayoría, tienen pendientes de 6-10° (10.5-17.6%) (Fig. 26c). La disección del relieve es <15 Km/Km² y la densidad de disección de 2.5- >3 Km/Km². La profundidad de erosión es <15 m, con valores extremos de 50 m y hasta 100 m, en la porción SW.

Litología. Andesitas pertenecientes a los derrames de los volcanes Tezontle y Tres Cruces y basaltos andesíticos del volcán Chichinautzin.

Régimen de humedad. Udico y údico-ústico.

Régimen de temperatura. Isotérmico.

Vegetación. Bosque de pino y bosque de pino-encino, pastizal y agricultura de temporal permanente.

Suelos. Andosol dístico, Andosol eútrico, Cambisoles eútricos y dísticos y tierras misceláneas.

Procesos tipogenéticos. Andosolización. Para los Cambisoles, pardificación.

Procesos formadores. Acidificación, lixiviación, adición y acumulación. Transformaciones simples para la formación de (B).

Procesos de alteración. Acidólisis, complexólisis, disolución, hidrólisis, oxidación, reducción.

SISTEMA TERRESTRE 4 (S4)

En la porción centro-oriental, hacia la curva "La Pera", a elevaciones entre 1800 y 3000 m. Comprende derrames de lava del Chichinautzin (Fig. 26d) con pendientes de 10-20° (17.6-36.4%).

Dissección general del relieve de 15 a 28 Km/Km² y densidad de dissección de 2 a >3 Km/Km². La profundidad de erosión es de 15-25 Km/Km².

Litología. Basaltos andesíticos, basaltos de olivino porfídico y algunas andesitas del volcán Chichinautzin.

Régimen de humedad. Udico-ústico

Régimen de temperatura. Isotérmico.

Vegetación. Especies pioneras que se han instalado sobre las rocas.

Suelos. No existen suelos, sólo tierras misceláneas de lava y escoria.

Las fuertes pendientes que se encuentran en esta zona impiden la formación de suelos, ya que el proceso que impera es la disgregación física de las rocas, impidiendo la alteración mineralógica y la acumulación de materiales edáficos.

SISTEMA TERRESTRE 5 (S5)

A elevaciones entre 2000 y 1650 m, ocupando la porción sur del área. Derrames de lava con pendientes de 3-6° (5.2-10.5%) y pequeños conos cineríticos (Fig. 26e) con inclinaciones de 20-30° (36.4-57.7%) y 30-45° (57.7-100%). Disecc general <15 Km/Km² y la densidad de dissección <2.7 Km/Km². La profundidad de erosión es <20 m.

Litología. Andesitas del volcán Tres Cruces, basaltos andesíticos del Chichinautzin, y andesitas basálticas.

Entre los 2000 y 1850 m, el régimen de humedad es údico-ústico; la vegetación está compuesta por un bosque de encino-pino. Los suelos que se presentan son Cambisoles y Luvisoles, localmente se encuentran algunos Andosoles y Feozems. Existen inclusiones de leptosoles y regosoles.

Entre los 1850-1750 m, el régimen de humedad es ústico; la vegetación es un bosque de encino. Las unidades de suelo que se tienen son Luvisoles crómicos, Cambisoles, Feozems lúvicos y Acrisoles.

Entre los 1750-1600 m, el régimen de humedad es ústico; el uso del suelo es de agricultura de temporal y pastizales. Los suelos más comunes son Luvisoles crómicos y vérticos, Feozems lúvicos y Acrisoles.

A altitudes menores que 1600 m, el régimen de humedad es ústico-xérico; la vegetación es de agricultura de temporal y pastizales. Los suelos dominantes son Feozems lúvicos, luvisoles vérticos y crómicos.

Proceso tipogenético. Argilización, rubefacción y lutefacción. La melanización comienza a ser importante a elevaciones menores que 1850 m.

Procesos formadores. Lixiviación, traslocación y acumulación.

A elevaciones menores que 1600 m, los procesos dominantes son la melanización y la argilización, así como la autoinversión. Formación de arcillas 2:1.

La Regionalización que se ha obtenido a partir de la información generada es la siguiente:

Provincia: Eje Neovolcánico o Faja Volcánica Transmexicana

Subprovincia Sierra Chichinautzin

Paisaje Volcánico acumulativo

Sistemas terrestres Se han definido cinco, descritos anteriormente

Geoformas conos cineríticos, planicies de lavas y piroclastos coladas, laderas y mesas de lava.

Finalmente, las condiciones expuestas en este trabajo no son exclusivas de la zona de estudio, sino que es posible observarlas en diferentes localidades a lo largo del Eje Neovolcánico. Es decir, existen varias áreas puntuales, donde se encuentran suelos rojos - Acrisoles y Luvisoles- asociados con Andosoles, en elevaciones comprendidas entre los 1700 y 2000 m. Algunas de las zonas que destacan son Los Altos de Jalisco; El Oro en el estado de México y Morelia, Mich. La representación de estos puntos se encuentra sobre la carta de degradación de suelos, marcados como suelos desbasificados, apareciendo como pequeños "manchones" en la Faja Volcánica Transmexicana (Gama-Castro, et al, 1992).

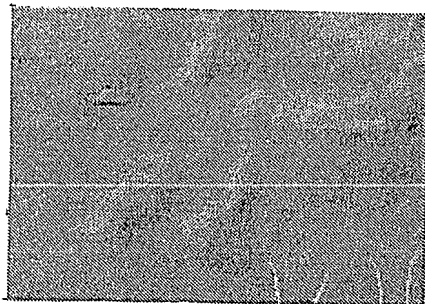
a) Sistema 1 (S1)



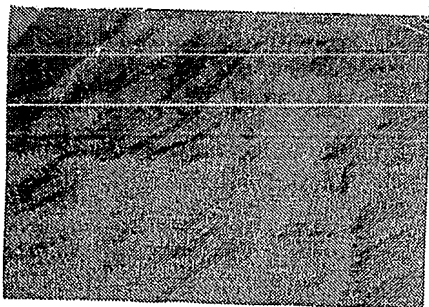
b) Sistema 2 (S2)



c) Sistema 3 (S3)



d) Sistema 4 (S4)



e) Sistema 5 (S5)

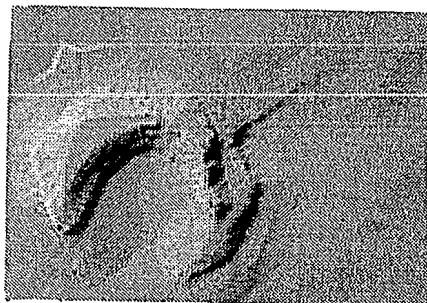


Fig. 26.- Imágenes digitalizadas de los cinco
Sistemas Terrestres

VI. CONCLUSIONES

Esta es una zona donde, tanto la historia geológica como la pedológica son muy complejas, pero cuya dinámica y evolución han podido ser establecidas a través de modelos generados con el diseño metodológico propuesto.

La complejidad radica en la superposición de eventos volcánicos de diferentes etapas, que han producido materiales parentales variados por las condiciones ambientales presentes, derivando en procesos evolutivos particulares en la génesis de cada unidad de suelos. Además, se han reconocido unidades afectadas por condiciones paleobioclimáticas, las cuales deben ser establecidas para encontrar una explicación válida que determine su edafogénesis.

En este sentido, se concluye que la metodología empleada ha resultado altamente satisfactoria, a pesar de las deficiencias encontradas para la realización de ciertos análisis y la evaluación de determinados factores, como es el caso de los organismos y el tiempo. Quizá, los estudios que más información han arrojado son los correspondientes al análisis del relieve, el material parental y el clima, pese a no tener muchos datos, en cuanto a estaciones climatológicas se refiere.

Asimismo, se han empleado técnicas de modelaje por computadora, que han permitido obtener imágenes digitalizadas para ejemplificar los cinco sistemas terrestres, las cuales proporcionan buena definición y precisión, y, principalmente, facilitan la comprensión de la evolución y la dirección de los procesos.

Estos cinco sistemas terrestres se han obtenido a través de un análisis geomorfológico. Cada uno de ellos presenta una litología, edafoclima, y vegetación particulares, los cuales dirigen los procesos de alteración y tipogenéticos.

Por lo que respecta a la génesis de los suelos presentes en el área estudiada, se concluye que está condicionada por dos factores, principalmente, el material parental y el edafoclima, siendo el resto importantes para la definición de propiedades tipogenéticas. La evolución de la zona está dada a través de, por lo menos, cuatro etapas de volcanismo, bajo diferentes condiciones de alteración e intemperismo, estando la primera de ellas bajo un paleoclima producido durante un período glaciár.

Las unidades de suelos muestran intergradaciones a lo largo de una catena bien definida, en cuya porción superior aparecen los Rankers de erosión y alpinos, en un régimen de humedad údico. Hacia el oriente, los Rankers gradúan a Andosoles húmicos.

Los suelos que se desarrollan sobre andesitas en la parte central del área y con un régimen de humedad údico, son Andosoles dístricos, mientras que los presentes sobre basaltos andesíticos, más jóvenes, en el noreste y este, son Andosoles eútricos.

Los Andosoles eútricos se encuentran en desarrollo, mostrando una fuerte alteración, donde los materiales liberados son acumulados en B₂₁ Y B₂₂. A diferencia, los andosoles distrícticos, también en desarrollo, evolucionan de una manera más lenta y gradual, presentando menor alteración, pero mayor remoción de las partículas liberadas, es decir un proceso de distrificación, favorecido por la existencia de un drenaje lateral.

En la parte sur, las condiciones de humedad cambian, volviéndose más secas, permitiendo que se formen horizontes (B) y la aparición de Cambisoles con propiedades ándicas.

Donde el régimen de humedad es ústico, a elevaciones menores que 2000m, los procesos de formación de arcilla y argilización adquieren importancia. Los suelos que dominan en esta porción son Luvisoles y Acrisoles, originados bajo una alteración paleobioclimática intensa de carácter bioquímico, cuyas evidencias están dadas por la presencia de capas de fragipanes, horizontes concrecionarios, halos de oxidación-reducción, y huellas de raíces fósiles. Estas unidades corresponden a un paleosuelo, las cuales, en algunos casos, han sido rejuvenecidas por aportaciones de materiales volcánicos más jóvenes, aunque en la mayoría, se encuentran sepultadas, y en otros más erosionadas.

A causa de su rejuvenecimiento, los Acrisoles, a pesar de ser suelos muy desarrollados, ciertos índices de intemperismo marcan que sus horizontes superficiales son los de menor evolución. Es decir, los suelos se comportan, químicamente, como suelos muy jóvenes y físicamente como suelos muy evolucionados.

Se ha considerado que los paleosuelos se han formado durante la última glaciación del Pleistoceno Superior, ocurrida hace, aproximadamente, 10,000 años. La edad del resto de las unidades se desconoce, ya que, a pesar de que se cuenta con datos de edades absolutas para las rocas volcánicas que afloran, éstas no necesariamente son las mismas de los procesos edafogénicos.

VII. BIBLIOGRAFIA

- Aguilar, B. S., 1990. Dimensiones ecológicas del Estado de Morelos. México, UNAM, Centro Regional de Investigaciones Multidisciplinarias, 221 pp.
- Aguilera, H.N., 1963. Algunas consideraciones, características, génesis y clasificación de suelos de Ando. Memorias del Ier. Congreso de la Ciencia del Suelo: 233-240
- _____, 1965. Suelos de Ando, génesis, morfología, clasificación. Series de Investigación No. 6. Colegio de Posgraduados de Chapingo, México.
- _____, 1969. Geographic distribution and characteristics of Volcanic Ash Soil in Mexico. in Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas. Centro de Enseñanza e Investigación. Inst. Interamer. de Cienc. Agr. de la OEA, Turrialba, Costa Rica. p. A. 6.1-A. 6.12.
- Aomine, S. and M.L. Jackson, 1959. Allophane determination in Ando soils by cation-exchange capacity Delta value. Soil Scr. Soc. America Proc., 23(3): 210-214.
- Bilzi, A.F. and E.J. Cilkosz, 1977. A field morphology rating scale for evaluating pedological development. Soil Sci. 124:45-49.
- Birkeland, P.W., 1984. Soils and Geomorphology. Oxford University Press. 370 pp.
- Buol, S.W., F.D. Hole, R.J. McCracken, 1981. Génesis y calificación de suelos. Ed. Trillas, 417 pp.
- Bowles, J.E., 1979. Physical and Geotechnical Properties of Soils. McGraw-Hill, Inc, 478pp.
- Carrasco, G.J.A., 1979. Algunos estudios del uso del suelo en los desarrollos urbanos y rurales del transecto ciudad de México-ciudad de Cuernavaca. Tesis profesional. Fac. de Ciencias, UNAM, 134 pp.
- Catt, J. A., 1979. Soils and Quaternary Geology in Britain. J. of Soil Sc. 30: 607-642.
- Childs, C.W. and J.S. Whittan, 1990. A proposed revision of the Key to Mineralogy Classes of Soil Taxonomy (1975). 14th International Congress of Soil Science Transactions Vol. VII, Kyoto, Japan, August, 1990.
- Corbett, J.R., 1968. The genesis of some basaltic soils in New South Wales. J. Soil Sc. 19:174-185.
- Cuanalo C. H. E., 1977. Levantamiento fisiográfico del área de influencia de Chapingo: México, D.F., Colegio de Posgraduados, p. 1-83.

Chesworth, W., 1977. Weathering stages of the common igneous rocks, index minerals and mineral assemblages at the surface of the Earth. J. Soil Sc. 28(3):490-497.

Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Rev. Inst. Geol. 2:172-178.

Duchaufour, P., 1975. Manual de Edafología. Barcelona Toray Masson, 1a. edición. 470 p.

_____, 1980. Atlas ecológico de los suelos: París, O.R.S.T.O.M., Ed. Masson, 476 pp.

_____, 1984. Edafología: Edafogénesis y clasificación. Ed. Masson, 493 pp.

Dudal, 1975. Suelos arcillosos negros del trópico. Boletín 35 FAO-UNESCO, Roma.

Egawa, T., 1977. Properties of Soil derived from Volcanic Ash. Centro Internacional de Mejoramiento de Maíz y Trigo CIMMYT pp. 1-19.

Espinosa, G.R. y J. Rzedowski, 1968. Flórua del Pleistoceno Superior del Cerro de la Estrella, próximo a Iztapalapa, D.F., México. An. Esc. Nac. Cienc. Biol. Méx. 16:9-39.

Fanning, D. S. y M.C.B. Fanning, 1989. Soil Morphology, Genesis and Classification. John Wiley and Sons. 395 pp.

FAO, 1988. Definitions of soil units for the soil map of the world: World Soil Resources Report 33 FAO, Roma.

FAO-PNUMA, 1980. Metodología provisional para la evaluación de la degradación de los suelos: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, FAO, Roma.

FAO-UNESCO, 1989. Mapa Mundial de Suelos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 1989.

Fassbender, H. W., 1988. Química de suelos. Turrialba, Costa Rica, Inst. Interam. Ciencias Agrícolas de la O.E.A., p.398

Flores-Román, D., Alcalá-Martínez, J.R., González-Velázquez, A. y Gama-Castro, J.E., en prensa. Suelos con fragipanes de origen volcánico en clima semicálido subhúmedo: México, D.F., Univ. Nal. Autón. de México, Rev. Inst. de Geología

Foth, H.D., 1985. Fundamentos de la Ciencia del Suelo. Ed. CECSA, 433 pp.

Fries, C., 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. Boletín Inst. Geol. 60, 256pp.

- Gama-Castro, J.E., 1985. Taxonomía de suelos: Fac. de Ciencias, Depto. de Edafología, UNAM, Tesis profesional, 140 pp.
- Gama-Castro, J.E., Palacios-Mayorga, S., Alcalá-Martínez, R., 1990a. Estudio edafológico de la Sierra de la Primavera, Edo. de Jalisco: México, D.F., UNAM, Inst. de Geología, Contribuciones a la Edafología Mexicana, 2:1-24
- Gama-Castro, J.E., Palacios-Mayorga, S., Villegas-Soto, M., 1990b. Evaluación de la hidroerosión en la provincia de la Sierra Madre del Sur- Sistema Terrestre Tepetzingo, Edo. de Morelos: México, D.F., UNAM, Inst. de Geología, Contribuciones a la Edafología Mexicana, 2:65-91
- Gama-Castro, J.E., Vallejo-Gómez, E., Palacios-Mayorga, S., Shimada-Miyasaka, K., 1992. Visión sinóptica de la problemática de los suelos: Atlas Nacional de México, Sección del Medio Ambiente, Tomo II, Clave V.2.7, Inst. de Geografía, UNAM.
- Gaucher, G., 1971. Tratado de Pedología Agrícola. El suelo y sus características agronómicas. Ed. Omega, Barcelona, 647 pp.
- Hashimoto, I., M. L. Jackson, 1960. Rapid dissolution of allophane and Kaolinite-halloysite after deshidration. Clays and Clay Minerals, 7th conf. Pergamon Press, N. Y. pp. 102-113.
- Helgason, B., 1963. Basaltic soils of South-West Iceland. J. Soil Sc. 14: 64-72.
- ICOMAND, 1987. International Committee on the Clasification of Andisols. Circular Letter No. 9, May, 1987.
- Jackson, M. L., 1965. Soil Chemical analysis. Madison University of Wisconsin, Advanced course. pp 498.
- _____, M. L. 1968. Weathering of primary and secondary minerals in soils, Trans. 9th Int. Cong. Soil Sci; 4, 281-292.
- Janitzky, P., 1986. Particle-size analysis. U.S. Geological Survey Bull. 1648:11-16.
- Jenny, H. 1941. Factors of Soil Formation. McGraw-Hill Book Co. Inc., 281 pp.
- _____, 1958. Role of the plant factor in the pedogenic functions. Ecology 39:5-16.
- _____, 1961. Derivation of state factor equations of soil and ecosystems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25:385-388.
- _____, 1980. The Soil Resource: Origin and Behavior. Ecological Studies 37, Springer Verlag, N.Y.
- Köppen, W., 1948. Climatología (versión directa de Grundriss der Klimatologie 1923, 1931 por Hendrich Pérez) Fondo de Cultura Económica. México-Buenos Aires. pp 125.

- Lelong, F., 1968. Diversity of geochemical evolution in forest ferrallitic soils of French Guinea. Influence of parent material. Sci. Sol 2:93-103.
- Libby, W.F., 1951. Radiocarbon Dating. The University of Chicago Press. 124p.
- Lugo, H.J., 1984. Geomorfología del sur de la Cuenca de México. Serie Varia T.I, No. 9 Inst. de Geografía, UNAM. México, 95 p:
- _____, 1988. Elementos de geomorfología aplicada (Métodos cartográficos). Inst. de Geografía, UNAM. México, 128 p.
- MacVicar, C. N., 1965. The constitution and genesis of four soil series from dolerite in the Natal Midlands. S. Afr. J. Afric. Sci. 8:979-989.
- Maeda, T. and K. Soma, 1990. Index Properties of Ando Soils in Japan. 14th International Congress of Soil Science Transactions Vol. VII, Kyoto, Japan, August, 1990, pp. 159-164.
- Martín del Pozzo, A.L., 1982. Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. Bull. Volcanol. 45(1):9-24
- Méndez, G.T., Guajardo, V.R. y Hernández, H.L., 1990. Impacto de los suelos del D.D.R. 063 por el efecto de detergentes, boro, grasas y aceites, presentes en las aguas residuales de la zona metropolitana de la Cd. de México. Inst. de Geología, 1er. Simposio Nacional sobre Degradación del Suelo, UNAM, p. 44-45.
- Miura, K., S. Araki and K. Kyuma, 1988. Genesis of soils derived from various types of parent rock in Southwestern Japan. I. Morphological and General Characteristics. II. Mineralogical Characteristics III. Lithological Grouping and Evaluation of Lithology Index and Weathering Index. Soil Sci. Plant Nutr. 24 (1): 1-40.
- Moser, F., 1956. Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México. XX Congreso Geología Internacional. Excursión C9.
- _____, 1972. The Mexican Volcanic Belt. Geof. Internal. 12(2):55-70.
- Monroy S. y Castillo, E., 1984. El deterioro de los recursos naturales en el Estado de Morelos; en Morelos, cinco siglos de historia regional, UAEM, México.
- Negeandank, J.F.W., 1973. Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. Geof. Internal. 13(3):267-278.
- Papadakis, F. 1980. El Suelo. Ed. Albatros, Mendoza, Argentina pp. 315.
- ORSTOM, 1967. Classification des soils. C.P.C.S.: Grignon, Francia

Palacios-Mayorga, S., Gama-Castro, J.E., López-Parada, J.L., Vallejo-Gómez, E., 1988. Estudio edafológico y microbiológico en la región del volcán Ceboruco, Edo. de Nayarit: México, D.F., UNAM, Inst. de Geología, Contribuciones a la Edafología Mexicana, 1:31-61

Parfitt, R.L., 1990. Soils formed in Tephra in different Climatic Regions. 14th International Congress of Soil Science Transactions Vol. VII, Kyoto, Japan, August, 1990, pp. 134-138.

Pédro, G. and Bitar, K.E., 1966. Contribution to the study of the formation of hypermagnesian soils: experimental investigations of the chemical alteration of ultrabasic rocks (serpentinites). Annls. Agron. 17:611-651.

Roussignol, J. P., 1985. Los vertisoles del Norte de Uruguay. Primera Reunión Nacional sobre Manejo de Suelos Arcillosos y su Implicación en la Agricultura. pp. 50-68.

Runge, E.C.A., 1973. Soil development sequences and energy models. Soil Sci. 115:183-193.

Rzedowski, J. 1978. Vegetación de México: México, D.F., Edit. Limusa, 432 pp.

Scandone, R., 1979. Preliminary evaluation of the volcanic hazard in the southern valley of Mexico. Geof. Internal. 18(1):21-35.

Simonett, D.S., 1960. Soil genesis on basalt in North Queensland. Trans. 7th Int. Congr. Soil Sci. 4:238-243.

Singer, A., 1990. Weathering and Soil Formation from Basic Volcanic Rocks under Mediterranean Conditions. 14th International Congress of Soil Science Transactions Vol. VII, Kyoto, Japan, August, 1990, pp. 54-59.

Shoji, S., T. Hakamada and E. Tomioka, 1990. Properties and Classification of Selected Volcanic Ash Soils from Abashiri, Northern Japan -Transition of Andisols to Mollisols. Soil Sci. Plant Nutr. 36(3):409-423.

Simonson, R. W., 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. Soil Sci. Soc. Am. Proc 23:152-156.

Smith, W.W., 1962. Weathering of some Scottish basic igneous rock with reference to soil formation. J. Soil Sci. 13:202-215.

Soil Survey Staff, 1975, Soil Manual, USDA Handbook 18 y Soil Manual, Soil Taxonomy Handbook 436: Washington, D.C., U. S. Dept. Agriculture, Soil Conserv. Service.

Soil Taxonomy, 1990. Keys to Soil Taxonomy by Soil Survey Staff, 4th. edition, 1990.

Soller, D.R. and Owens, J.P., 1991. The use of mineralogic techniques as relative age indicators for weathering profiles on the Atlantic Coastal Plain, USA. Geoderma 51(1-4):11-132.

SPP, 1978. Cartas topográficas y de vegetación, hojas "Milpa Alta", clave E14-A49 y "Cuernavaca", clave E14-A59. Esc. 1:50,000. Secretaría de Programación y Presupuesto

SPP, 1981. Síntesis geográfica de Morelos. Secretaría de Programación y Presupuesto, México.

Tornthwaite, C.W., 1948. An approach towards the rational classification of climate: Geographical Review, v. 38, 85-94

Torres, R. E., 1981. Manual de conservación de suelos agrícolas. Ed. Diana, 170 pp.

Ugolini, F.C., R. Dahlgren, S. Shoji and T. Ito, 1988. An example of andosolization and podzolization as revealed by soil solution studies, Southern Hakkoda, Northeastern Japan. Soil Science 145(2):111.125.

USDA, 1966, Soil Survey Manual, Handbook No. 18, pp. 503.

USDA, 1987, Soil Survey Investigations Report No. 1. Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples: U.S. Gout. Printing Office, Washington.

Vallejo-Gómez, E. y Aguilera-Herrera, N., 1969. Génesis de suelos del volcán Popocatepetl: Nuevo León, Monterrey, IV Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo, Memorias, p. 92-106.

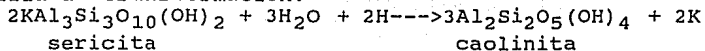
Tamhane, R.V. and Karale, R.L., 1967. Studies on the basaltic soils of Bombay Deccan. J. Indian Soc. Soil Sci. 15:269-279.

Wada, K., 1985. The distinctive Properties of Andosols. Springer-Verlag, NY. Advances in Soil Science, Volume 2, pp.173-229.

Wolls, N., 1960. Total elements in topsoils from igneous rocks: an extension of geochemistry. J. Soil Sci. 11:409-424

Yamada, S., 1977. Distribution and Morphology of Soils derived from Volcanic Ash in Japan. Centro Internacional de Mejoramiento de Maiz y Trigo CIMMYT pp. 1-19.

minerales primarios. Por el contrario, en climas templados domina la arcilla de transformación.



Andosolización.- Se han propuesto básicamente tres etapas para explicar la génesis de los andosoles (Hetier, 1975 en Duchaufour, 1984). En la primera de ellas se tiene la alteración del material volcánico, previa a la colonización por la vegetación e incorporación de materia orgánica. Se forman así, geles ricos en sílice y cationes alcalinotérreos, dando lugar a montmorillonitas. Al perderse la sílice y las bases se producen la imogolita y la haloisita.

Argilización.- Este proceso involucra la eluviación e iluviación de la arcilla previamente formada. La eluviación es el proceso por el cual los constituyentes del suelo son removidos del horizonte del suelo a través de lixiviación, cuyo principal agente es el agua. La iluviación se refiere al depósito de los materiales eluviados.

Los minerales más resistentes al intemperismo y la lixiviación, se acumulan en el horizonte de eluviación. Este proceso involucra el movimiento lateral y vertical descendente de partículas disueltas o en suspensión. Los constituyentes del suelo que se encuentran disueltos se mueven a través de difusión, donde una solución de mayor concentración se dirige a otra zona de menor concentración, aunque también pueden ser transportados hacia arriba por capilaridad, si hay desecamiento en el suelo (Fanning y Fanning, 1989).

Ahora bien, las partículas en solución pueden ser precipitadas a través de varios mecanismos. Uno de ellos es la existencia de minerales con diferentes índices de solubilidad, de tal manera que el menos soluble tendería a precipitarse. Otro mecanismo se refiere a la desecación, la cual causa que se eleven las concentraciones, que se sobresature una solución y que, en consecuencia, el mineral se precipite. La variación del pH de la solución es también un mecanismo para que los minerales precipiten, ya que un mineral que es soluble a un cierto pH, es insoluble en otro.

Las arcillas se mueven principalmente en suspensión a través de un fluido, el agua. Para que exista suspensión de las partículas arcillosas, es necesario que haya una dispersión previa, la cual es favorecida durante la época de humedecimiento del suelo seco, por una baja concentración de sales en la solución del suelo y por la disolución de óxidos de hierro, ya que éstos tienden a "pegar" las partículas de arcilla (Fanning y Fanning, 1989). La disminución en el contenido de sales se debe al intemperismo y lavado que ocurre en el suelo, lo cual causa la acidificación de la parte superior del perfil, siendo reemplazados los iones Ca^{+2} por los iones H^+ . Sin embargo, esta acidez es moderada (hasta 5), ya que una acidificación mayor hace que las partículas de arcilla se floquen por la acción de iones Al trivalentes. Así, los suelos muy ácidos no muestran migración de arcilla y, por lo tanto, carecen de horizontes argílicos.

Una vez que la arcilla ha sido dispersada, el agua que se percola lleva consigo a las partículas arcillosas, a través de los espacios vacíos de la fabrica del suelo. Así, cuando el agua deja de moverse y comienza el desecamiento del suelo, la arcilla es depositada en las paredes de los poros vacíos, formándose recubrimientos superficiales, conocidos como cutanes de arcilla o argilanes.

Los óxidos de hierro emigran separadamente de las arcillas y se depósita formando manchas de color ocre en las zonas con menor aireación. No obstante, en algunos casos, en medios bien aireados, la arcilla permanece unida al hierro y ambos materiales migran hacia la parte inferior del perfil, formando argilanes de color ocre (Duchaffour, 1984).

La iluviación se produce a través de la floculación de la arcilla, inducida por un incremento en la salinidad de la solución del suelo o un aumento en la concentración de iones Ca^{+2} . También es posible que ocurra porque la porosidad en los horizontes inferiores disminuye, tal que las partículas en suspensión no pueden ser movidas más adelante.

Acidólisis.- Este proceso es un forma de hidrólisis, en donde el humus es un mull ácido, activo, tal que los ácidos orgánicos complejantes actúan sobre los minerales primarios, transformándolos a minerales secundarios.

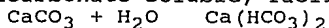
Durante la segunda etapa existe una incorporación de materia orgánica, acelerando la alteración. Se forman complejos con Fe y Al, inmóviles y se impide la neoformación de arcillas. Las bases y la sílice continúan perdiéndose, mientras que los amorfos ejercen una acción estabilizadora de los compuestos humificados ya formados y una acción catalítica con respecto a la alteración de la materia orgánica fresca.

En la tercera fase, hay una doble policondensación de la fracción orgánica y mineral, individualizándose los componentes y permitiendo que se dé la neoformación de arcillas, pero éstas son pobres en sílice -caolinita o gibsita. Esta etapa se sucede cuando hay épocas de desecamiento del suelo, ya que cuando el suelo permanece húmedo permanentemente, no pasa de la etapa dos.

Complejo de alteración.-Materiales producidos por la alteración de los minerales primarios, principalmente: compuestos simples solubles -carbonatos alcalinos o alcalinotérreos; compuestos complejos -sílice, óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, arcillas, cuarzo; silicatos con una composición intermedia entre los compuestos simples y los complejos -epidota, actinolita, hidromicas.

Complexólisis.- Forma de alteración por la acción de ácidos orgánicos solubles que complejan el hierro y aluminio, formando compuestos organo-metálicos, los cuales son altamente móviles en los procesos de pedosolización. En los andosoles, estos compuestos son muy abundantes, evolucionando *in situ*, sin sufrir migraciones por la condensación de los amorfos, los cuales estabilizan la materia orgánica.

Decalcificación.- Este proceso consiste en la eliminación de los carbonatos del perfil de suelo, donde la presencia de agua permite la formación de bicarbonato soluble, fácilmente desplazable.

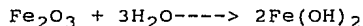


Distrificación.- Pérdida de bases del perfil del suelo por la lixiviación continua a través de un agente, que generalmente es el agua.

Ferruginización.- En este proceso se involucra una alteración de los minerales primarios a caolinitas con formación de óxidos de hierro y aluminio, permaneciendo los minerales primarios más resistentes como el cuarzo. Esta alteración va acompañada por un lavado moderado de arcilla, principalmente del tipo 2:1, que son más móviles. En una segunda etapa, ya que se han caolinizado los feldespatos, las caolinitas más finas son arrastradas hacia el horizonte B_L. Las arcillas 2:1 previamente depositadas sufren una degradación progresiva, formando también caolinitas.

Hidrólisis.- Este término se refiere a la acción específica del ión H⁺, el cual debilita los enlaces de la estructura cristalina, permitiendo un reemplazamiento de los iones básicos por el hidrógeno.

Hidratación.- En este proceso se asocian las moléculas de agua con los minerales sin que se presenten modificaciones en la estructura de los mismos. Su acción es superficial y sólo en algunas ocasiones se altera la estructura interna, con la variación de ciertas propiedades.



Humificación.- Transformación biológica de los restos vegetales (hojas, ramas, etc) que forman la hojarasca, a humus. Este se define como un conjunto de compuestos orgánicos coloidales de color oscuro, los cuales, por lo general, forman compuestos estables con arcillas e hidróxidos de hierro y aluminio.

Lixiviación.- Se refiere a la eliminación de elementos del perfil del suelo, de acuerdo a sus índices de solubilidad y movilidad, es decir a su estabilidad. El orden que se ha propuesto es el siguiente: primero desaparece el sodio, seguido por el calcio, el magnesio, posteriormente el potasio, el silicio, el hierro y finalmente el aluminio. En ocasiones, el potasio queda "atrapado" en la estructura de las arcillas, resultando en una baja movilidad de este elemento.

Lutefacción.- Proceso de coloración amarillenta del suelo por la presencia de goetita o estilpnosiderita. Estas formas de hierro pueden ser resultado de una oxidación o hidratación simple, aunque también pueden provenir de la destrucción del humus con la liberación de hierro complexado que forma óxidos de color amarillo.

Melanización.- Procesos de coloración del suelo que le otorgan tonalidades negras. Uno de los motores de esta coloración es la acumulación de la materia orgánica y su transformación en humus, envolviendo a las partículas minerales. Otra condición que puede

generar el ennegrecimiento de los suelos es la presencia del carbonato sódico, en los suelos alcalinos, o de manganeso y humus, en suelos hidromorfos.

Mull.- Es un humus activo, donde se forman agregados húmico-arcillosos, organizados, con una estructura estable y aireada. Existen varias clases de mull: mesotrófico, donde la descomposición de la hojarasca es rápida, no se forma un horizonte A_0 y el horizonte A_1 es de poco espesor, dada la rápida mineralización. El mull ácido, que es un humus activo, con descomposición rápida de la hojarasca; el horizonte A_1 es de mucho espesor con gran acumulación de materia orgánica, cuya mineralización es muy lenta. Mull carbonatado, en él la descomposición no es tal rápida y hay una mineralización secundaria más lenta.

Moder.- Es un mor atenuado, con características intermedias entre mull y mor.

Mor.- La descomposición de la materia orgánica y mineralización primaria y secundaria son muy lentas, no hay prácticamente humificación y se forman compuestos orgánicos solubles.

Oxidación-reducción.- Estas reacciones son particularmente importantes para los ciclos geoquímicos del hierro y manganeso. La mayor parte de los minerales, el hierro se encuentra en estado ferroso, que al oxidarse pierde electrones transformándose a férrico, con lo cual la estructura del mineral se rompe. El hierro que se libera de esta manera forma óxidos de baja solubilidad.

Pardificación.- Proceso de coloración del suelo a tonalidades pardas, que involucra la formación de complejos arcilla-humus-óxidos de hierro, a partir de un humus de tipo mull. El color pardo se da precisamente por la asociación del humus, de color negro, y los óxidos de hierro de color rojo-anaranjado.

Rubefacción o rubificación.- Proceso de coloración rojiza del suelo por deshidratación de los óxidos de hierro ligados a las arcillas, a consecuencia de una desecación del medio. Se supone que el hierro es liberado por una alteración rápida, sin que haya formación de compuestos organo-minerales, produciendo una forma criptocristalina de color pardo rojizo llamada ferrihidrita, que evoluciona por desecamiento a la hematita de color rojo. El color rojo también puede ser dado por la presencia de hidróxidos férricos más o menos impregnados de óxido férrico, proporcionando diversas intensidades en las coloraciones. En la rubefacción importa mucho el estado del hierro, más que su contenido y su poder colorante no necesariamente es producto de la desecación. En las regiones templadas frías y en las cálidas, la rubefacción es evidencia de un suelo fósil.